

GENESE UND GEODYNAMIK DER
TOSKANISCHEN MAGMENPROVINZ

MATTHIAS BARON

Disbui. München

1987



GENESE UND GEODYNAMIK DER

=====

TOSKANISCHEN MAGMENPROVINZ

=====

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Fakultät für Geowissenschaften

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

Vorgelegt von

Matthias Baron

München, 1986

1. Berichterstatter: Prof. Dr. K. Weber-Diefenbach

2. Berichterstatter: Prof. Dr. D. D. Klemm

Tag der mündlichen Prüfung: 18.2.1987

Herstellung: Hieronymus Buchreproduktions GmbH, München

für Christoph

Danksagung

Herzlicher Dank gilt meinem Doktorvater Prof. Dr.

K. Weber-Diefenbach sowie dem Leiter des von der DFG geförderten Forschungsprojektes "Genese und Geodynamik der Toskanischen Magmenprovinz" Dr. B. Lammerer.

Ebenso herzlich möchte ich mich bei meinen Freunden und Mitdoktoranden P. Bayer, H. Ettl, J. Felber, N. Grohmann, W. Oschmann, P. Schlaegel, R. Schmidt-Thome, H. Schuh, C. von Seidlein sowie W. Toptisch für ihre hilfreichen Diskussionen und ihr gründliches Korrekturlesen bedanken.

Ich bedanke mich bei den Mitarbeitern des Institutes für Petrographie und Mineralogie der Universität Innsbruck für die Hilfe bei den Untersuchungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde.

An erster Stelle gilt mein Dank aber meiner Familie, die mit Verständnis und Geduld dem Ende der Arbeit entgegensah.

Zusammenfassung

Die Toskanische Magmenprovinz setzt sich zusammen aus SiO_2 -reichen Plutoniten und Vulkaniten in der zentralen Toskana (Mte. Capanne Granodiorit, Granit von La Serra, Rhyolith bis Rhyodazit von Mittelalba, Granit von Giglio, Granit von Botro ai Marmi, Granit von Gavorrano, Granit von Castel di Pietra, Rhyolith von San Vincenzo und Alkalirhyolith von Roccastrada) und intermediären bis basaltischen Extrusiva im W (Capraia) und E (Mte. Amiata, Mte. Cimino, Radicofani).

Die SiO_2 -reichen Magmatite führen zahlreiche K-Großfeldspäte sowie reliktsche Minerale der mittel- bis hochgradigen Metamorphose, die auf eine Schmelzbildung im Krustenniveau hindeuten.

Ein zusätzlicher Einfluß von basischen oder intermediären Magmen bei der Petrogenese ist in den Vulkaniten von San Vincenzo und Roccastrada sowie dem Mte. Capanne Granodiorit zu verzeichnen.

Untersuchungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde an den intermediären Extrusiva von Radicofani, Mte. Amiata und Mte. Cimino zeigen, daß porphyrischer Olivin, Pyroxen und Plagioklas häufig nicht im chemischen Gleichgewicht mit dem Gesamtgestein stehen; dies deutet auf den Einfluß von basischen Magmen bei der Kristallisation der genannten Minerale hin. In den Vulkaniten von Capraia geht eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung des Pyroxen mit der Magmendifferentiation einher.

Die geochemischen Untersuchungen weisen die Toskanische Magmenprovinz als eine Region mit Magmatiten von trachybasaltischer (hawaiiischer mugearitischer) bis alkalirhyolitischer Zusammensetzung mit einer deutlichen K_2O -Vormacht über den Na_2O -Anteil aus.

Die SiO_2 -reichen Magmenkörper können aufgrund der hohen K_2O - und Al_2O_3 -Werte, des geringen K/Rb-Verhältnisses sowie der bereits vorhandenen isotopengeochemischen Untersuchungen (Taylor und Turi 1976; Vollmer 1976; Hawkersworth und Vollmer 1979) als Krustenanatexite eingestuft werden.

Die Magmatite von Roccastrada, San Vincenzo, Gavorrano, La Serra und Botro ai Marmi sind hochdifferenziert, wie die Diagramme K/Rb - Rb und die statistischen Untersuchungen zeigen.

In den Vulkaniten des Mte. Amiata und Mte. Cimino wird aufgrund des petrographischen Befundes sowie isotopengeochemischer Daten eine Magmenmischung zwischen sialisch-anatektischen Schmelzen und K-reichen Magmen der Romanischen Magmenprovinz (südlich der Toskana) angenommen.

Eine Sonderentwicklung ist in den jungen Olivin-Latiten des Mte. Cimino und dem Latit-Andesit von Radicofani zu beobachten. Beide Gesteinskörper führen Mg-reichen Olivin (Mte. Cimino: Fo_{84-89} ; Radicofani: Fo_{71-78}) und Cr-reichen Endiopsid (Mte. Cimino: 0,65 Gew. % Cr_2O_3 ; Radicofani: 1,03 Gew. % Cr_2O_3), im Vulkanit von Radicofani tritt zusätzlich bytownitischer Plagioklas (An_{78-81}) auf. Zudem sind die Konzentrationen von Cr und Ni gegenüber den anderen intermediären Schmelzen der Region deutlich erhöht und hoch mit K_2O korreliert. Die mineralogischen und die geochemischen Daten deuten damit auf eine Beteiligung von ultrabasischem Gesteinsmaterial bei der Genese der beiden Vulkanite hin.

Die Magmatite der Insel Capraia zeigen in den mantelkompatiblen Elementen eine Differentiationsentwicklung von Trachybasalten zu Latiten und Quarzlatiten. Lediglich die erhöhten Elementgehalte von Al und Sr sind ein Indiz für die Assimilation von Krustenmaterial in den Latiten und Quarzlatiten.

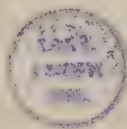
Die Genese der Toskanischen Magmenprovinz wird durch einen Sporn mit hochliegender Asthenosphäre, der von dem Tyrrhenischen Becken bis in die Toskana reicht, erklärt. Im Scheitel der Asthenosphärenaufwölbung bildeten sich durch Wärmediffusion Krustenanatexite, während an den Flanken der abtauchenden Asthenosphäre basaltische Schmelzen entstanden, die beim Aufstieg durch die überlagernde Kruste ein Magma-Mixing mit Krustenanatexiten erfuhren.

Inhalt

	Seite
1. Einführung	1
1.1. Themenstellung	1
1.2. Aufbau der Arbeit	2
1.3. Geologischer Rahmen	2
1.3.1. Geologie des Tyrrhenischen Beckens	3
1.3.2. Magmatische Aktivität im circum-tyrrhenischen Raum	6
1.4. Geologie des engeren Arbeitsgebietes	8
1.4.1. Geologische Einführung	8
1.4.2. Strukturgeologie	13
1.4.3. Geochemie	20
2. Methodik	22
2.1. Kartenunterlagen	22
2.2. Probenahme	23
2.3. Mikroskopische Untersuchungen	23
2.4. Mineralanalysen	24
2.5. Geochemische Untersuchungen	25
2.6. Statistische Methoden	26
2.7. Fremddaten	26
3. Petrographie	27
3.1. Magmatite der Insel Elba	27
3.1.1. Mte. Capanne Granodiorit	28
3.1.2. Granit von La Serra	32
3.1.3. Mittelalba-Porphyr	33
3.2. Granit von Giglio	34
3.3. Granit von Botro ai Marmi	35
3.4. Granit von Gavorrano	36
3.5. Granit von Castel di Pietra	37
3.6. Alkalirhyolith von Roccastrada	39
3.7. Rhyolith von San Vincenzo	40
3.8. Vulkanit des Mte. Amiata	42
3.9. Vulkanit des Mte. Cimino	45
3.10. Latit-Andesit von Radicofani	48

3.11.	Magmatite der Insel Capraia	50
3.11.1.	Ältere Einheiten	51
3.11.2.	Jüngere Einheiten	54
3.12.	Vergleichende Untersuchungen an porphyrischen Mineralphasen der Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz	55
3.13	Zusammenfassung der petrographischen Ergebnisse	63
4.	Geochemie	66
4.1.	Geochemische Kurzbeschreibungen	66
4.1.1.	Plutonite	66
4.1.2.	Die Vulkanite	70
4.2.	Klassifikation der Vulkanite auf geochemischer Basis	78
4.2.1.	Klassifikation im Diagramm $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$	78
4.2.2.	Klassifikation im Diagramm $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$	80
4.2.3.	Klassifikation der Basalte und basaltischen Andesite	82
4.3.	Geochemische Trends in ausgewählten Diagrammen	85
4.3.1.	Elementverteilungen in Harker-Diagrammen	85
4.3.2.	AFM-Diagramm	88
4.3.3.	Variationsdiagramm K/Rb - Rb	91
4.3.4.	Variationsdiagramm Ca/Sr - Sr	96
4.3.5.	Variationsdiagramme zur Bestimmung der geotektonischen Position	99
4.3.6.	Geochemischer Vergleich der intermediären bis basaltischen Magmatite im E und W-Bereich der Toskanischen Magmenprovinz	102
4.4.	CIPW-Normberechnungen	105
4.4.1.	System Qz-Ab-Or	105
4.4.2.	System Ab-An-Or	111
4.4.3.	Interpretation	113
4.4.4.	Diagramm Korund-Diopsid-Differentiationsindex	116
4.5.	Statistische Methoden	121
4.5.1.	Korrelationskoeffizient nach Pearson	121
4.5.2.	Clusteranalyse	123
4.6.	Zusammenfassung	129
5.	Interpretation der geochemischen und petrographischen Daten	132
5.1.	Zentraltoskanische Magmatite	132
5.2.	Osttoskanische intermediäre Magmatite	135
5.2.1.	Latit-Andesit von Radicofani	135

5.2.2.	Latitische Ignimbrite des Mte. Amiata und Mte. Cimino	139
5.2.3.	Sonderentwicklung in den jungen Olivin-Latiten des Mte. Cimino	142
5.2.4.	Zusammenfassung der petrogenetischen Deutungen der osttoskanischen Magmatite	145
5.3.	Westtoskanische intermediäre bis basaltische Magmatite	146
5.4.	Modell einer Zonierung der Toskanischen Magmenprovinz	150
6.1.	Deutung der Ergebnisse im großtektonischen Zusammenhang	153
6.1.1.	Modell 1	153
6.1.2.	Modell 2	157
6.1.3.	Diskussion der Modelle	161
6.2.	Die Entstehung der Toskanischen Magmenprovinz im Randbereich der Tyrrhenis	164
6.2.1.	Zusammenfassung wichtiger geologischer und geophysikalischer Daten des circum-tyrrhenischen Raumes	164
6.2.2.	Die Entstehung der Toskanischen Magmenprovinz	166
	Anhang 1: Geochemische Gesamtgesteinsanalysen	169
	Anhang 2: Mineralanalysen (mit Elektronenstrahl-Mikrosonde)	183
	Anhang 3: Literaturverzeichnis	205



1. Einführung

Die westliche Toskana (Italien) ist von einer Reihe jungtertiärer bis quartärer Plutonite und Vulkanite durchsetzt. Die Granitoide zählen zu den jüngsten der Erde und bilden dabei bereits erstaunliche Erhebungen, wie den Mte. Capanne mit mehr als 1000m Höhe. Der Wärmefluß ist mit bis zu 3 HFU extrem hoch und zeigt ebenso wie die Erdbebenstätigkeit, daß die tektonisch aktive Phase noch nicht abgeschlossen ist. Das Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München führt seit vielen Jahren Forschungsprogramme zur Genese der Lagerstätten (insbesondere Hg und Sb) und des Magmatismus (Dehm 1983; Müller 1986) in dieser Region durch. Darüber hinaus befassen sich verschiedene Diplomarbeiten (Bayer 1980; Horn 1983; Baron 1983; Grötsch 1984; Diepolder 1984) mit der Entstehung einzelner Magmenkörper.

In den letzten Jahren sind anhand von seismischen Profilen durch die Toskana ungewöhnlich geringe Wellen-Fortpflanzungsgeschwindigkeiten in 30-100km Tiefe festgestellt worden (Letz et al. 1978; Panza et al. 1979). Diese Daten werden zum Teil durch eine Krustenverdoppelung unter der Toskana erklärt (Reutter et al. 1978; 1980), zum Teil durch einen anomalen Chemismus im oberen Mantel (Panza et al. 1982) interpretiert. Eine zusammenfassende Arbeit, die die einzelnen Magmatite in der Toskana geochemisch und petrographisch untersucht und die geophysikalischen Daten mit in petrogenetische und struktureologische Überlegungen einbezieht, ist bisher nicht erschienen.

1.1. Themenstellung

Neben einer

- petrographischen Bestandsaufnahme der einzelnen toskanischen Magmatite wird
- durch eine einheitliche Analytik eine Datenbank erstellt, die durch eine hohe Vergleichbarkeit der Analysen eine statistische Datenauswertung ermöglicht.

Es sollen dadurch Aussagen über folgende Probleme gewonnen werden:

1. Sind in den toskanischen Magmatiten einheitliche oder divergierende Magmenentwicklungen nachzuweisen und durch welche petrogenetischen Modelle sind diese erklärbar?

2. Welche strukturgeologischen Implikationen sind aus den gewonnenen Aussagen unter Berücksichtigung neuester geophysikalischer Daten zu ziehen?

1.2. Aufbau der Arbeit

Kapitel 1.3 und 1.4 enthalten eine Einführung zur Geologie des gesamten tyrrhenischen Raumes und zum Stand der Forschung im engeren Arbeitsgebiet.

Im Kapitel 2 wird die methodische Vorgehensweise in der Arbeit erläutert.

Die Kapitel 3 und 4 beinhalten die petrographischen und geochemischen Ergebnisse.

Im Kapitel 5 werden diese Ergebnisse zusammengefaßt und gemeinsam interpretiert.

Kapitel 6 enthält eine Deutung der Aussagen von Kapitel 5 im großtektonischen Zusammenhang (unter Berücksichtigung der Daten der Kapitel 1.3 und 1.4).

1.3. Geologischer Rahmen

Die italienischen Magmenprovinzen (Toskanische, Romanische und Campanische Provinz, die Vulkangebiete Siziliens und der Äolischen Inseln) liegen im Randbereich der Tyrrhenis und sind zeitgleich mit dem Aufbrechen dieses Meeresbeckens (Horvath und Berckhemer 1982) entstanden. In einigen der genannten Magmenregionen konnte bereits ein Zusammenhang zwischen der Genese des Tyrrhenischen Beckens und dem Magmatismus nachgewiesen werden (Äolische Inseln, Campanische Vulkanprovinz) in anderen Gebieten (Romanische Provinz) wird er vermutet (Horvath und Berckhemer 1982).

Lediglich die Entstehung der Toskanischen Magmenprovinz wurde bisher nicht im Zusammenhang mit dem Aufbrechen der Tyrrhenis gesehen. Da in der vorliegenden Arbeit auch dieses mögliche Genesemodell diskutiert wird, ist es sinnvoll die geodynamische Entwicklung im mittleren mediterranen Raum darzustellen.

1.3.1. Geologie des Tyrrhenischen Beckens

Die morphologischen Hauptstrukturen des Tyrrhenischen Beckens sind im N der Graben von Capraia, im S ein "Marginal-Basin" östlich von Sardinien als Fortsetzung des Grabens von Capraia und das Tyrrhenische Tiefsee-Becken.

Der Graben von Capraia und das "Marginal-Basin" östlich Sardiniens sind mit jungtertiären Sedimenten gefüllt, die die evaporitischen Serien des messinischen Salinar-Ereignisses (6,5Ma; Finetti et al. 1970) enthalten.

Das Tyrrhenische Tiefsee-Becken (max. Meerestiefe 3730m) führt eine Sediment-Abfolge von 0-1200m Mächtigkeit (Horvath und Berckhemer 1982):

- Oberes Pliozän bis rezent: Feinklastische Sedimente
- Unteres Pliozän: Foraminiferen-Schlämme mit Einschaltungen von vulkanischen Aschen
- Der Messinische Evaporit-Horizont (6,5Ma, Finetti et al. 1970)
- Präevaporitische Sedimente des Unteren Miozäns und des Torton.

Die früheste magmatische Aktivität liegt in der Nord-Tyrrhenis bei etwa 9,5Ma (Latite von Capraia; Barberi et al. 1971) und ist in der Süd-Tyrrhenis mit etwa 7,5 Ma (Ozeanboden-Tholeiit, DSDP Nr. 373A; Barberi et al. 1978) datiert.

Krustenstruktur des Tyrrhenischen Beckens

Bis zur Mitte der siebziger Jahre standen drei Modelle zur Bildung des Tyrrhenischen Beckens zur Diskussion:

- Die Tyrrhenis als Relikt eines älteren größeren Beckens, möglicherweise permischen Alters (Glangeaud 1962).
- Das Tyrrhenische Becken als "Back-Arc Basin" mit ozeanischer Kruste (verursacht durch eine Subduktion im Bereich Sizilien-Kalabrien) (Barberi et al. 1978; Savelli et al. 1978).
- Die Tyrrhenis als ein durch rasches Absinken eines kontinentalen Kratons entstandenes Tiefsee-Becken mit sialischer Kruste (Segre 1958).

Erst durch neuere geophysikalische und geologische Untersuchungen (Bohrung im Rahmen des DSDP in der zentralen Tyrrhenis, 1978) konnten sowohl Argumente für die Theorie eines schnell absinkenden Kratons als auch für das Modell eines jungen Back-Arc Basins gefunden werden.

Von Schlepp-Baggern entnommene Proben im Gebiet der nördlichen Tyrrhenis und an den Randzonen des Tiefsee-Beckens weisen sialischen Charakter auf (Hsü et al. 1978). Sie stützen die These von Segre (1958), daß zumindest das Gebiet der Nordtyrrhenis kontinentalen Charakter besitzt.

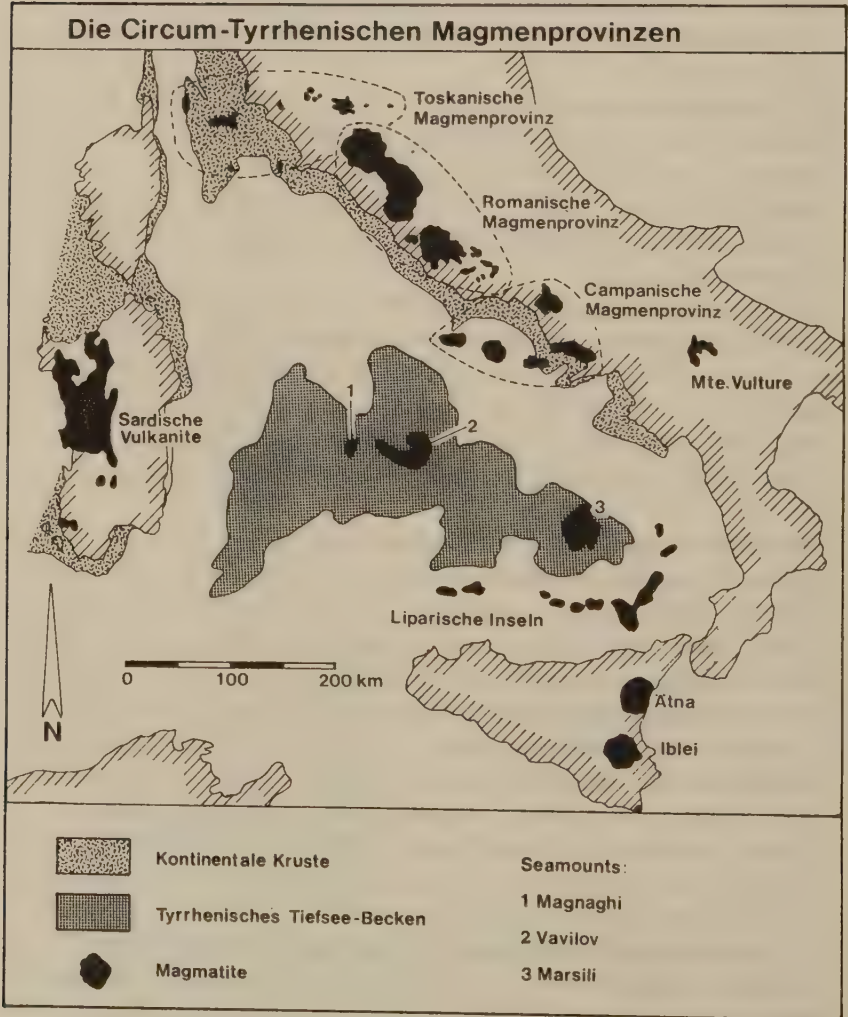


Abb. 1: Die circum-tyrrhenischen Magmenprovinzen und das Tyrrhenische Tiefsee-Becken

Nach geomagnetischen Untersuchungen zeigen die morphologischen Hochzonen in der Nordtyrrhenis und an den Randzonen des zentralen Tiefsee-Beckens keine positiven magnetischen Anomalien auf und werden von Hsü et al. (1978) deshalb als Relikte kontinentaler Kruste interpretiert.

Ein weiteres Indiz für die Existenz von kontinentaler Kruste sind nach Hsü et al. (1982) P-Wellengeschwindigkeiten in der Tyrrhenis von etwa 6,0km/s.

Die Hochgebiete im Tyrrhenischen Tiefsee-Becken weisen starke magnetisch positive Anomalien auf und werden als basaltische Seamounts gedeutet (Hsü et al. 1978).

Fahlquist und Hersey (1969) entdecken im Tiefsee-Becken nach 3000m Überdeckung eine Zone mit P-Wellengeschwindigkeiten von 7,0-7,3km/s. Sie erklären diese Zone als ozeanische Kruste oder als Kruste-Mantel Übergangszone.

Finetti und Morelli (1972) stellen ein Schwerehoch in der zentralen Tyrrhenis (=Tiefsee-Becken) fest (230mgal Bouguer-Schwere). Die Moho liegt in 12km Tiefe, was auf eine Gesamtmächtigkeit der Kruste (bei 3500m Wasserüberdeckung) von etwa 8,5km hindeutet. Diese Krustenmächtigkeit ist ein Indiz für eine ozeanische Kruste.

Endgültige Klärung der Krustenstruktur des Tyrrhenischen Tiefsee-Beckens lieferte eine Bohrung im Rahmen des DSDP (1978). Es wurde ein Olivin-Tholeiit erbohrt, der geochemisch und petrographisch den Basalten des Mittelatlantischen Rückens ähnlich ist (Barberi et al. 1978; Dietrich et al. 1978).

Zusammenfassend kann für die Nord- und Randbereiche der Tyrrhenis eine kontinentale Kruste gefordert werden, während ein begrenztes Sea-Floor-Spreading für die zentrale Tyrrhenis angenommen werden muß (Hsü et al. 1982).

Kalabrisch-sizilianische Subduktionszone

Die Existenz einer nach NW abtauchenden Subduktionszone im kalabrisch-sizilianischen Raum kann heute als gesichert gelten. Schütte (1978) weist anhand seismischer Profile eine Krustenmächtigkeit von 8km im Tyrrhenischen Tiefsee-Becken und 25km in

Sizilien nach. In der Subduktionszone schwillt sie auf mehr als 40km an.

Caputo und Postpischl (1973) fordern anhand der Epizentren von Erdbeben im kalabrisch-sizilianischen Bogen ein steiles Eintauchen der Subduktionszone nach NW.

Ninkovich und Hayes (1972) führen den kalk-alkalischen Vulkanismus des Ätnas und der Äolischen Inseln auf den Einfluß der Subduktion zurück.

Görler und Giese (1978) sehen die Benioff-Zone in einem gesamt-dynamischen Rahmen. Sie nehmen infolge unterschiedlicher Spreading-Raten im Atlantik Relativbewegungen zwischen Europa und Afrika an, die sich in der kalabrisch-sizilianischen Subduktionszone ausgleichen.

1.3.2. Magmatische Aktivität im Circum-Tyrrhenischen Raum

Seit dem Aufbrechen der Tyrrhenis sind in dem Tiefsee-Becken sowie im gesamten Circum-Tyrrhenischen Raum zahlreiche magmatische Körper aufgedrungen.

Magmatismus im Tyrrhenischen Tiefsee-Becken

Das Tyrrhenische Tiefsee-Becken wird neben einzelnen sialischen Rest-Schollen und neogenen Sedimentpaketen aus Ozeanboden-Basalten und mächtigen Seamounts aufgebaut (Abb.1; Barberi et al. 1978; Dietrich et al. 1978; Kreuzer et al. 1978; Savelli und Lipparini 1978).

Die **Ozeanboden-Basalte** zeigen Affinitäten zu primitiven Al-reichen abyssischen Tholeiiten und zu differenzierten Ti-reichen Tholeiiten. (Dietrich et al. 1978).

Barberi et al. (1978) weisen auf $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Verhältnisse von durchschnittlich 0,70304 hin und schließen eine Kontamination von kontinentaler Kruste aus.

Altersdaten des Ozean-Boden-Tholeiites (DSDP leg 373A)

7,5 (1,3) - 3,5 (0,7)Ma K/Ar Barberi et al. 1978

5,0 (1,0) - 3,0 (0,7)Ma K/Ar Kreuzer et al. 1978

7,4 (0,8) - 4,4 (?)Ma K/Ar Savelli und Liparini 1978

Den **Seamounts** der südlichen Tyrrhenis können zwei Zonen magmatischer Aktivität zugeordnet werden.

Die westlichen Vulkane Magnaghi und Vavilov sitzen auf großen NNE-SSW streichenden Dehnungsstrukturen und weisen tholeiitischen Charakter auf. Selli et al. (1979) nehmen an, daß die magmatische Aktivität vor

3,5Ma begann und bis heute anhält.

Der jüngste und größte Seamount der Tyrrhenis, Marsili (3100m über Grund), besitzt wie auch die Vulkanite der Äolischen Inseln kalk-alkalischen Charakter (Selli et al. 1979). Er ist deutlich jünger als die tholeiitischen Magmatite der Region (1Ma bis rezent, Barberi et al. 1974).

Die Asthenosphäre im Tyrrhenischen Tiefsee-Becken liegt mit 30km sehr hoch (Calcagnile et al. 1980); es herrscht ein Schwerehoch (max. 230mgal Bouguer-Schwere; Dietrich et al. 1978), und der obere Mantel ist mit 3,80km/s Scherwellengeschwindigkeit (für die Periode T=50s, Calcagnile et al. 1979) sehr "weich".

Magmatismus der Äolischen Inseln und Siziliens

Die Vulkanite der Äolischen Inseln und Siziliens sind vorherrschend der alkalischen bis kalk-alkalischen Reihe zuzuordnen.

Der an eine NNE-SSW streichende Störungszone gebundene Ätna (1 Ma bis rezent, Barberi et al. 1974) wird ebenso wie die Mti. Iblei in SE-Sizilien (5,4 -1,7 Ma, Barberi et al. 1974) aus wenig differenzierten Alkali-Basalten und Basaniten und hochdifferenzierten Trachybasalten (Hawaiiite, Mugearite) aufgebaut und zeigt damit alkalischen bis kalk-alkalischen Charakter (Barberi et al. 1974). An der Basis beider Vulkanite können Barberi et al. (1974) Olivin-Tholeiite nachweisen.

Der Magmatismus auf den Äolischen Inseln läßt sich in zwei magmatische Phasen untergliedern.

In der ersten Phase (frühes bis mittleres Quartär) wurden die westlichen Äolischen Inseln gebildet, in einer zweiten Phase entstanden die östlichen Gesteinskörper (oberes Pleistozän bis rezent, Pichler 1970).

Die Magmatite werden aus kalk-alkalischen, shoshonitischen und leuzit-tephritischen Laven sowie deren Differentiaten aufgebaut.

Die Lithosphäre wird vom Tyrrhenischen Meer in Richtung auf den Kalabrisch-Sizilianischen Bogen immer mächtiger (Zunahme von 30 auf 110km), während der Chemismus der Schmelzen von tholeiitisch auf kalk-alkalisch wechselt. Möglicherweise taucht das Bildungsniveau der Magmen mit zunehmender Lithosphärenmächtigkeit ab.

Magmatismus des italienischen Festlandssockels

Die magmatische Aktivität auf dem italienischen Festlandssockel wird von Burri (1948) in drei verschiedene Magmenzonen unterteilt (Campanische, Romanische und Toskanische Magmenprovinz).

Die **Campanische Provinz** umfaßt den Raum Neapel und die vorgelagerten Vulkaninseln (Hauptvertreter: Vesuv, Roccamonfina, Ischia, Pontinische Inseln) mit Laven shoshonitischen bis kalk-alkalischen Charakters. Die Magmatite werden aus Andesiten, Phonolithen, phonolithischen Tephriten und Leuzit-Tephriten aufgebaut.

80km nördlich bis 50km südlich Roms erstreckt sich die Romanische Magmenprovinz. Sie führt Laven latitischer, trachyandesitischer, phonolithischer und tephritischer Zusammensetzung. Selten treten auch Foidite auf. Die Magmatite weisen also alkalischen bis kalk-alkalischen Charakter auf.

Die Vulkanite der Campanischen und der Romanischen Magmenprovinz sind zumeist jünger als 1 Ma. Deutliche höhere Alter besitzen lediglich die Vulkanite der Pontischen Inseln (5,0 - 1,2 Ma Evernden und Curtis 1965) und des Mte. Tolfa (2,3 Ma Barberi et al. 1967).

Ähnliche geologische und geophysikalische Muster wie für die Magmatite der Äolischen Inseln und Siziliens sind auch für die Magmatite der Romanischen und der Campanischen Magmenprovinz zu beobachten: Die alkalischen bis kalk-alkalischen Magmatite der Regionen sind sehr jung, die Lithosphärenmächtigkeit in allen genannten Gebieten nimmt ebenfalls zu (von 30km auf 40-50km) und es existiert wie in der südlichen Tyrrhenis kein anomal "weicher" Mantel (Calcagnile et al. 1979).

1.4. Geologie des engeren Arbeitsgebietes

1.4.1. Geologische Einführung

Der komplizierte geologische Bau des ostvergenten Nordapennins ist durch verschiedene orogene Phasen im Paläozoikum und im Känozoikum mit intensivem Falten- und Deckenbau und abschließender Bruchtektonik geprägt worden.

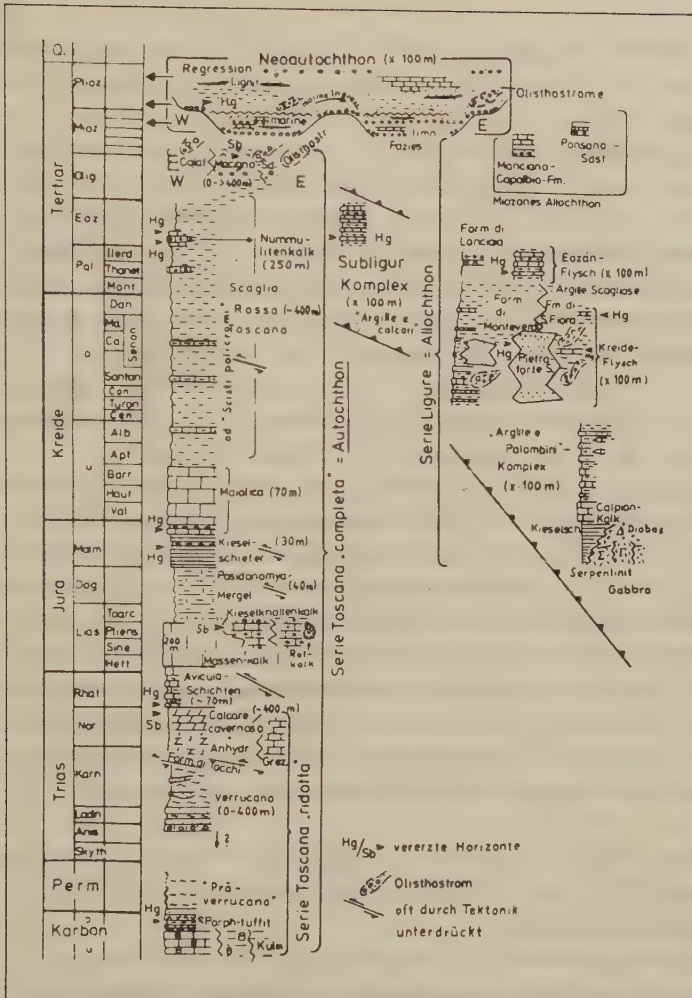


Abb. 2: Überblick über die Stratigraphie der Süd-Toskana (aus Neumann 1980)

Das älteste gebirgsbildende Ereignis, die **varistische Orogenese** verursachte die Verfaltung und metamorphe Überprägung der präkarbonen Serien des **Toskanischen Kristallins**. Neben Phylliten mit Evaporiteinschaltungen treten Schwarzschiefer, Quarzite und untergeordnet Porphyroide auf.

Die tektonischen Ereignisse des älteren und mittleren Tertiärs führten zur vielfachen Verschuppung und Deckenstapelung von vorwiegend mesozoischen Serien.

Von der **Ligurischen Phase** (Eozän) wurden die eugeosynklinalen Serien (Abb. 2) des südlichen Ausläufers des penninischen Ozeans (Ligurischer Faziesraum) erfaßt und mehrfach mit Ost-Vergenz gestapelt. Die vorwiegend jurassischen bis alttertiären Einheiten dieser **Liguriden** setzen sich aus basalen Ophiolith-Serien mit auflagernden fein- bis mittelkörnigen Klastika und Karbonatgesteinen zusammen, die vorwiegend als Flyschabfolge interpretiert werden.

Während der **Toskanischen Phase** (Miozän) wurden die im Eozän gestapelten Decken des Ligurischen Faziesraumes den Einheiten der im E anschließenden Toskaniden überschoben; die toskanischen Serien erfuhren ihrerseits eine tektonische Schichtverdoppelung mit gering-gradiger Metamorphose des unterlagernden Deckengliedes.

Der Trog des **Toskanischen Faziesraumes** (Abb. 2) wird, wie auch der im E anschließende Sedimentationsraum der Umbro-Markiden als Teil der Adriatischen Platte angesehen. Fein- bis grobklastische Sedimente des Verrucano und Flachwasserkalke mit evaporitischen Einschaltungen zu Beginn des Mesozoikums deuten auf einen flachmarinen bis kontinentalen Sedimentationsraum hin. Die Schüttungen dieses Faziesraums werden mit einem mächtigen Grauwacken-Flysch im Alttertiär abgeschlossen.

Die jüngere tektonische Entwicklung ab dem Miozän ist durch den Wechsel von kompressiver Faltungs- und Überschiebungstektonik zu dilativer **Bruchtektonik** gekennzeichnet.

Als Folge sind in dem heute zu beobachtenden tektonischen Muster NNW-SSE streichende Horst- und Grabenstrukturen vorherrschend. Durch die junge Bruchtektonik wird die südliche Toskana in ein System von länglichen NNW-SSE streichenden, untergeordnet auch inselartig ausgebildeten, kleinräumigen Horst- und Grabenstrukturen zergliedert. Das ausgeprägte Relief führt in Verbindung mit mehrfacher Transgression und Regression zu einer wechselhaften Sedimentation des **Neoautochthons** mit fossilreichen miozänen und pliozänen Strandablagerungen und subrezent bis rezenten Travertinfällungen an Randverwerfungen der Bruchstrukturen.

Weitergehende Arbeiten zum Thema sind unter anderen von folgenden Autoren erschienen:

Abbate et al. 1970; Barberi et al. 1971; Elter 1975; Giannini et al. 1975; Marinelli et al. 1975

Der pliozäne-pleistozäne Magmatismus

Das Aufdringen des pliozänen-pleistozänen Magmatismus in der Toskana (Abb. 3) steht im engen Zusammenhang mit der post-miozänen Bruchtektonik des untersuchten Raumes. Die meisten Magmatite des Festlandes sind an tektonische Horst- oder Grabenstrukturen gebunden; dies läßt vermuten, daß auch die Magmatite des Toskanischen Archipels Aufstiegswege entlang tektonischer Brüche gefunden haben.

Die Toskanische Magmenprovinz (Abb. 3; Tab. 1) umfaßt:

- Pliozäne granitische bis granodioritische Intrusiva (Mte. Capanne und La Serra (Elba), Giglio, Montecristo, Botro ai Marmi, Castel di Pietra)
- Pliozäne bis pleistozäne rhyodazitische und rhyolithische Vulkanite (Capraia, San Vincenzo, Roccastrada, Mte. Amiata)
- Pliozäne bis pleistozäne intermediäre Vulkanite (Mte. Amiata, Mte. Cimino, Radicofani, Capraia)
- Pliozäne basaltische Vulkanite (Capraia).



Abb. 3: Lageskizze der Magmatite der Toskanischen Magmenprovinz

Intrusiva: Mte. Capanne, La Serra, Giglio, Montecristo, Gavorrano, Castel di Pietra (Bohrkern) Botro ai Marmi

Extrusiva: Capraia, San Vincenzo, Roccastrada, Mte. Amiata Mte. Cimino, Radicofani

Capraia	Latit , Quarzlatit (Ignimbrite)	K/Ar		9,5 - 7,5	BORSI et al. 1967
Capraia	Trachybasalt	K/Ar		5,0 - 4,5	BORSI et al. 1967
Mte. Capanne	Granodiorit	K/Ar	Biotit	7,0	FERRARA et al. 1961
		K/Ar	Biotit	6,4	EVERNDEN et al. 1965
		K/Ar	Biotit	6,5 - 6,9	BORSI et al. 1967
La Serra	Granit	K/Ar	Biotit	6,2	BORSI et al. 1967
Giglio	Granit	K/Ar	Biotit	4,9 - 5,1	BORSI et al. 1967
San Vincenzo	Rhyolith	K/Ar	Biotit	4,6 - 4,8	BORSI et al. 1967
Botro ai Marmi	Granit	K/Ar	Orthoklas	5,6 - 5,8	BORSI et al. 1967
Gavorrano	Granit	K/Ar	Biotit	4,7 - 5,0	BORSI et al. 1967
Roccastrada	Rhyolith	K/Ar	Biotit	2,3	BORSI et al. 1967
Mte. Amiata	Latit (Ignimbrit)	K/Ar	Sanidin	0,43	EVERNDEN et al. 1965
		Rb/Sr		(0,46 ?)	POLI et al. 1982
		K/Ar	Sanidin	0,28-0,21	BIGAZZI et al. 1981
Mte. Cimino	Latit (Ignimbrit)	K/Ar	Sanidin	1,35-1,01	EVERNDEN und CURTIS 1965
		K/Ar	Sanidin	0,94	NICOLETTI, 1969
Radicofani	Andesit, Latit	K/Ar		0,97	BARBERI et al. 1965
		Rb/Sr		(1,36 ?)	POLI et al. 1982

Tab. 1: Übersicht über Klassifikation und Alter der Magmatite der Toskanischen Magmenprovinz

Die geothermischen Anomalien

Eng mit dem Magmatismus in der Region ist der hohe Wärme fluß und damit auch ein erhöhter Temperaturgradient verknüpft (Tab. 2). Der maximale Wärme fluß in der Toskana beträgt 120 mW/m^2 ($41 \text{ mW/m}^2 = 1 \text{ HFU}$) und ist in der Toskana häufig mit dem Auftreten von Thermalquellen verbunden.

Dehm (1983) bringt eine Aufstellung der geothermischen Anomalien und verweist auf eine Fülle von Literaturdaten.

Lokalität	Temperaturgradient	Fläche
Orciatico-Montecatini	1,0C /10m	150km ²
Ladarello-Travale	1,0C /10m	250km ²
	max 3,0C /10m	
Roccastrada	0,5C /10m	150km ²
	max 1,0C /10m	
Mte. Amiata	1,0C /10m	200km ²

Tab. 2: Zusammenstellung einiger Lokalitäten mit erhöhtem Wärmefluß

1.4.2. Strukturgeologie

Gegenwärtig können verschiedene strukturgeologische Modelle mit der Genese der jungtertiären und quartären Magmatite der Toskanischen Magmenprovinz in Verbindung gebracht werden:

(Die Modelle 1-6 beruhen vorwiegend auf geologischen Untersuchungen; die Modelle 7 und 8 sind aus geophysikalischen Daten abgeleitet).

1) "Hot-spot"-Modell von Marinelli (1975)

Marinelli nimmt im Miozän und Pliozän eine Westdrift der kontinentalen Kruste Mittelitaliens mit einem gleichzeitigen Wärmedom in der zentralen Toskana an. Dieser Wärmedom ist für die Aufschmelzung von Krustenmaterial verantwortlich. Aufgrund der Westdrift der kontinentalen Kruste wird der Magmatismus von W (8Ma) nach E (0,21Ma) jünger.

2) Inselbogen Randmeer-Modell von Boccaletti und Guazzone (1975)

Die Autoren vermuten eine W-gerichtete Subduktionsfläche in der westlichen Adria, sie sehen in der italienischen Halbinsel einen Inselbogen und in der Thyrranis das dazugehörige Randmeer. Der Magmatismus der Toskana ist diesem System zugeordnet als "Arc-Backarc" Magmatismus (vgl. Modell "8").

3) Drehungs-Modell von Alvarez (1972)

Alvarez (1972) schlägt eine Rotation der sardisch-korsischen Mikroplatte im Gegenurzeigersinn von der Südküste Frankreichs gegen die Toskana vor (Abb. 4). Die ozeanische Kruste zwischen dem Sardisch-

Korsischen Block und der Toskana wird nach E subduziert und in Tiefen von mehr als 30km Schmelzprozessen unterzogen. Die Subduktion ist damit für den pliozän-quartären Magmatismus in der Toskana (mit abnehmendem Alter nach E) verantwortlich.

Der Autor begründet seine These mit

- der hohen Paßgenauigkeit der 1000 m Isobathe der französischen Mittelmeerküste mit der 1000 m Isobathe am E-Rand des Sardisch-Korsischen Blocks (Abb. 4).
- der Drehung der paläomagnetischen Orientierung der tertiären Magmatite Sardiniens im Sinne der Rotation des Sardisch-Korsischen Blockes.
- dem Vorkommen von Geröllen der Andesite Sardiniens an der französischen Mittelmeerküste (das Flußsystem Südfrankreichs entwässerte im Paleogen nach N).



Abb. 4: Rotation des Sardisch-Korsischen Blockes innerhalb der letzten 12Ma (nach Alvarez 1972)

4) "Flake-tectonic"-Modell von Reutter et al. (1978)

Die Autoren greifen die These einer Subduktionszone zwischen Sardinien-Korsika und Italien (Elba) wieder auf. Danach wird durch isostatischen Auftrieb an der Subduktionsnaht die Adriatische Platte gehoben und durch gravitatives Abgleiten von (ligurischen und toskanischen) Decken der ostvergente Bau des N-Appennin verursacht. Die unterschobene kontinentale Kruste des Sardisch-Korsischen Blockes bewirkt eine Aufspaltung der Adriatischen Platte entlang der Moho: Zwischen Kruste und Mantel wird der sardisch-korsische Krustenkeil getrieben und angeschmolzen ("flake-tektonics")

Der magmagenetisch wichtige Hauptunterschied zwischen Modell "3" und Modell "4" ist, daß in Modell "3" ozeanische Kruste und in Modell "4" kontinentale Kruste subduziert wird.

5) Subduktions-Rifting Modell von Civetta et al. (1978)

Die Autoren nehmen eine W-gerichtete Subduktion des italienischen Festlandsblocks (Insubrisch-Apulischer Lithosphären-Block) unter den Sardisch-Korsischen Block im Paläogen an. Im Neogen stoppt die Subduktion und es kommt mit der Dilatationstektonik in der Tyrrhenis zur Ausdünnung der kontinentalen Kruste und Bildung einer (vermutlich N-S gerichteten) Rifting-Zone in der südlichen Tyrrhenis. Durch den mit dem "Sea-Floor-Spreading" verbundenen erhöhten Wärmefluß wird auch die kontinentale Kruste der Toskana angeschmolzen. Der Zeitpunkt des Magmenaufstieges ist mit der Krustendicke korreliert: Schmelzen, die sich in einer dünnen Kruste gebildet haben, dringen früher auf als Magmen, die an eine dicke Kruste gebunden sind.

6) Kollisions-Modell von Kligfield (1979)

Kligfield hält den N-Appennin in Analogie zum Himalaya für ein Kollisionsorogen zweier kontinentaler Platten. Durch die Rotation des Sardisch-Korsischen Blocks kommt es zur Bildung einer Suturzone zwischen Korsika und Italien (Elba). Entlang dieser Zone wird ozeanische Kruste obduziert und gleitet nach E auf das Vorland ab. In einer herzynisch angelegten innerkontinentalen Störungszone (entlang der Linie Apuaner Alpen, Pisaner Berge, Montagnola Senese) schert das Basement von seinem Untergrund ab und wird erneut verfaultet und metamorphosiert. Die Sedimente der Po-Ebene und der Adria werden unter den Apennin geschoben.

In einer Phase der abschließenden Ausdünnung der kontinentalen Kruste dringen entlang von bereits herzynisch angelegten Schwächezonen die granitoiden Magmen auf.

7) Krustenverdoppelungsmodell von Letz et al.(1978)

LETZ et al. (1978) interpretieren verschiedene seismische Profile im Bereich Nord-Italien und Korsika. Eines der Profile streicht SW-NE über Korsika, Elba und den Nordapennin und verläuft damit in einem weiten Bereich in dem untersuchten Gebiet der toskanischen Magmatite (Abb. 5). Anhand ihrer P-Wellen-Seismogramme kommen die Autoren bei der

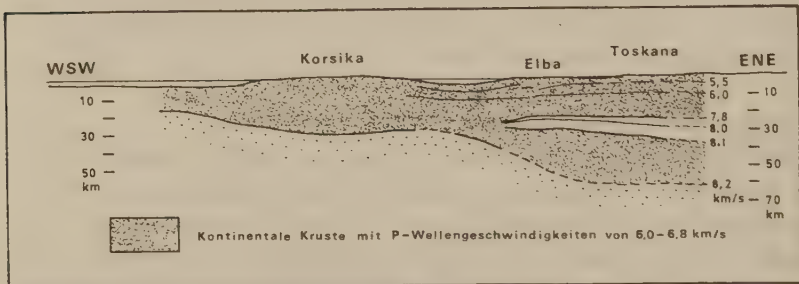


Abb. 5: Krustenverdoppelungs-Modell (nach Letz et al. 1978)
Bereiche mit geringen P-Wellengeschwindigkeiten werden als kontinentale Kruste interpretiert.

Interpretation der Untergrundstruktur der Toskana zu folgenden Schlüssen:

- In einer Zone von 20-26km erreichen die P-Wellen Maximalgeschwindigkeiten von 6,1km/s,
- in einer 5-10km mächtigen Zone darunter werden Wellengeschwindigkeiten von 7,5 -8,0km/s erreicht. Es existiert innerhalb dieser Zone eine leichte Aufdomung unter der Insel Elba. Die Mächtigkeit der Zone nimmt nach NE hin zu. Die Autoren weisen besonders darauf hin, daß dieser Bereich 200km in Profillinie nach NE nachzuweisen ist und dann verschwindet.

Dafür gibt es zwei Erklärungsmöglichkeiten:

1. Entweder existiert die Inhomogenitätsfläche nach den erwähnten 200 km nicht mehr und/oder

2. unter der Inhomogenitätsfläche mit erhöhter Wellengeschwindigkeit existiert ein Bereich mit geringen Wellengeschwindigkeiten, was zu einer Beugung der Wellen in die unterlagernden Gesteine führt.

- In eine dritten Zone von etwa 35-60km Tiefe treten refraktierte P-Wellen mit einer Geschwindigkeit von 6,8 km/s auf. Die Autoren weisen besonders darauf hin, daß es sich um Durchschnittsgeschwindigkeiten handelt und es durchaus einige km-mächtige Zonen mit geringeren Fortpflanzungsgeschwindigkeiten geben kann.

Letz et al. (1978) interpretieren die Daten wie folgt:

Die kontinentale Kruste der Toskana wird von einer geringmächtigen Zone unterlagert, die aufgrund der erhöhten P-Wellen-Geschwindigkeiten als Teil des oberen Mantels angesehen wird. Die etwa 30km mächtige nächst tiefere Zone wird wiederum als Kruste angesehen, die nach E subduziert wurde und direkt mit der Kruste des Sardisch-Korsischen Blocks verbunden ist.

Das Modell nach Letz et al. (1978) stützt das "flake-tectonic"- Modell von Reutter et al. (1978).

8) "Back-Arc-Basin" Modell von Panza et al. (1982)

Panza et al. (1982) interpretieren die Struktur des oberen Mantels in ganz Norditalien einschließlich des tyrrhenischen und des nord-adriatischen Raums anhand von Rayleigh-Wellen (Abb. 6).

In verschiedenen Gebieten des zentralen Mittelmeeres deuten die Phasengeschwindigkeiten auf Lithosphärenmächtigkeiten von 70-100km hin. Lediglich im Bereich der Tyrrhenis und des Nordapennins liegen die Geschwindigkeiten der Periode 40-60s deutlich unter denen der übrigen untersuchten Gebiete.

Nach einer Inversion der Rayleigh-Wellen in S-Wellen zeigen diese rechnerisch ermittelten Werte im Bereich der Ostthyrrenis und des Nordapennins Wellengeschwindigkeiten von 4,05-4,20 km/s, während in den umliegenden Gebieten Wellengeschwindigkeiten von 4,6km/s zu verzeichnen sind.

Die geringen Phasengeschwindigkeiten erklären die Autoren mit einem erhöhten Wärme flu ß. Sie verweisen darauf, daß auch in anderen Gebieten mit erhöhtem Wärme flu ß ähnlich geringe Wellengeschwindigkeiten auftreten (Ost-Afrikanisches Riftsystem; Westküste der USA). Die tektonische Entwicklung im Bereich der Toskana ist ihrer Meinung nach noch nicht abgeschlossen.

Aufgrund des hohen Wärme flusses, des Vulkanismus, der geringen Oberflächenwellen-Geschwindigkeiten, Erdbeben in großen Tiefen und einer von ihnen angenommenen W-einfallenden Subduktion (Caputo et al. 1970) sehen sie den Apennin-Bogen als "Arc" und die Tyrrhenis als "Back-Arc-Basin" an.

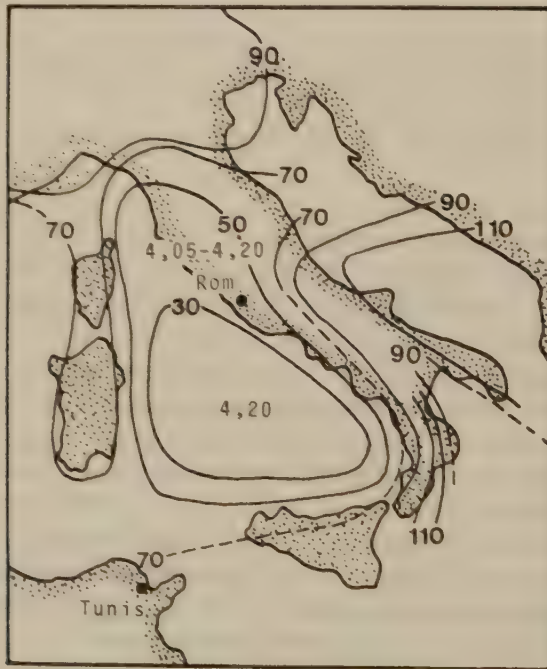


Abb. 6: Mächtigkeit der Lithosphäre in km (Fettdruck) und Scherwellen-Geschwindigkeiten in km/s direkt unter der Kruste-Mantel-Grenze (nach Calcagnile et al. 1980)

Modell	Hauptcharakteristik	Besonderheiten
1. Hot-Spot-Modell (Marinelli 1975)	Hot-Spot unter der Toskana und Westdrift der toskanischen kontinentalen Kruste	Schmelzbildung von Krustenanatexiten Verjüngung des Magmatismus nach E
2. Inselbogen-Randmeer-Modell (Boccaletti u. Guazzone 1975)	N-gerichtete Subduktion in der Adria; die Toskana und die Tyrrhenis sind dem System als "Back-Arc-Basin" zugeordnet	Schmelzbildung im "Back-Arc-Basin"
3. Drehungs-Modell (Alvarez 1972)	Rotation des sardisch-korsischen Blocks, E-gerichtete Subduktion von ozeanischer Kruste	Schmelzbildung im unterlagernden Krustensegment
4. Flake-Tectonic-Modell (Reutter 1978)	Rotation des sardisch-korsischen Blocks, E-gerichtete Subduktion von kontinentaler Kruste	Schmelzbildung im unterlagernden Krustensegment
5. Subduktions-Rifting-Modell (Civetta et al. 1979)	Subduktion des italienischen Festlandssockels unter den sardisch-korsischen Block, anschließend Dilatation in der Tyrrhenis und der Toskana	Schmelzbildung im Krustenniveau, ältere Schmelzen entstammen einer dünneren Kruste, jüngere Schmelzen sind an eine mächtigere Kruste gebunden
6. Kollisions-Modell (Kligfield 1973)	Kollision des sardisch-korsischen Blocks mit dem italienischen Festlandsblock, anschließend Ausdünnung der Kruste in der Tyrrhenis und der Toskana	Aufdringen von granitoiden Schmelzen an herzynisch angelegten Schwächezonen
7. P-Wellen-Modell (Letz et al. 1978)	Zwei etwa 25km mächtige Zonen mit geringen P-Wellengeschwindigkeiten (6,1-6,6km/s) deuten auf eine kontinentale Doppelkruste unter der Toskana hin	Schmelzbildung im unterlagernden Krustensegment
8. S-Wellen-Modell (Panza et al. 1982)	geringe S-Wellengeschwindigkeiten (4,3km/s) im oberen Mantel deuten auf eine hochliegende Asthenosphäre unter der Toskana hin	Schmelzbildung durch Wärmediffusion im Krustenniveau

Tab. 3: Zusammenfassung der geodynamischen Modelle zur Genese der Toskanischen Magmenprovinz

1.4.3. Geochemie

Von den zahlreichen geochemischen Arbeiten zur Genese der Toskanischen Magmenprovinz sind hier die wichtigsten aufgeführt.

Ferrara, Leoni und Maccera (1976) unterscheiden anhand von Untersuchungen der Elemente La und Ce in der Toskanischen Magmenprovinz Vulkanite mit einem geringen Anteil partieller Aufschmelzung von Extrusiva mit einem höheren Anteil partieller Aufschmelzung und hoher Mobilisation von La und Ce (Mte. Amiata).

Die Autoren betrachten alle Magmatite der Toskana als reine Krustenedukte.

Diese Meinung stützen Untersuchungen der O- und Sr-Isotope von Taylor und Turi (1976). $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse von 11,2 - 16,4 und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Quotienten von mehr als 0,710 deuten beide Autoren als typisch für Krustenderivate.

Dupuy und Allegre (1972) untersuchen die K/Rb-Fraktionierung der Toskanischen Magmatite mit dem Ergebnis einer rein krustalen Aufschmelzung. Die ehemaligen Schmelzen weisen zwei verschiedene Fraktionierungsbahnen mit sich unterschiedlich entwickelnden K/Rb-Verhältnissen auf. Ein Trend wird durch den Mte. Amiata und den Mte. Cimino repräsentiert, der andere durch die Extrusiva von Roccastrada und San Vincenzo. Die Autoren erklären die divergierenden Entwicklungen durch verschiedene Aufschmelzungsniveaus in der Kruste.

Mit den Systemen Rb-Sr und Th-U-Pb untersucht Vollmer (1976) die Magmatite mehrerer Magmenprovinzen Italiens. Er stellt dabei gegenläufige Trends in den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Isotopenverhältnissen fest:

Einer Abnahme der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Ratii von NW nach SE steht eine Zunahme des Quotienten $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegenüber.

Dieses Verhalten führt Vollmer auf zwei mögliche Ursachen zurück: Entweder handelt es sich um eine zeitabhängige Entwicklung in den einzelnen Systemen mit unterschiedlichen Rb/Sr- und U(Th)/Pb-Initial-Verhältnissen, oder um eine Mischung von Sr- und Pb-Isotopen mit unterschiedlichen Quotienten in verschiedenen Lokalitäten. Dies spräche für eine Kontamination z.B. von Krustenmaterial.

Nach Meinung Vollmers überlagern sich in den Magmatiten Italiens beide Ursachen; eine Ausnahme bilden die Magmatite der Toskanischen Provinz, die nicht durch eine Sr- und Pb-Mischung mit unterschiedlichen Isotopenverhältnissen gekennzeichnet sind und deshalb rein anatektischer Herkunft sein müssen.

Hawkersworth und Vollmer (1979) untersuchen die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Quotienten an einigen ausgewählten Magmenkörpern ganz Italiens. Dabei unterschieden sie ein rein anatektisch-sialisches Edukt in der Nordtoskana (San Vincenzo, Roccastrada) von einem Edukt mit Mantelkontamination in der Südtoskana (Mte. Amiata, Mte. Cimino).

Poli et al. (1984) sehen in den östlichen Magmatiten (Mte. Amiata, Radicofani und Mte. Cimino) Krusten-Mantel-Derivate, die ihre Entstehung einer Subduktion infolge der Rotation des sardisch-korsischen Blockes verdanken. Neben Haupt- und Spurenelementen bestimmen die Autoren auch Seltenerdelemente und begründen ihre These mit einem niedrigen Sr/Nd-Verhältnis und einer relativen Th-Anreicherung, wie sie auch in den Magmatiten der Romanischen Magmenprovinz vorkommt.

Die Staukuppe von Radicofani mit hohen Mg-, Ni- und Cr-Gehalten weist nach Meinung der Autoren einen hohen Anteil von Mantelmaterial auf.

Die verschiedenen rhyodazitischen und latitischen Magmen und Xenolithe des Mte. Amiata untersucht van Bergen (1983) auf eine mögliche Herkunft aus dem Oberen Mantel oder der Kruste. Aufgrund ihres Mineralbestandes von diopsidischem Pyroxen, forsteritischem Olivin und Glimmer sieht er die Xenolithe als Minette des oberen Mantels an. Für die Genese der Magmen des Mte. Amiata nimmt er eine Mischung eines sialischen Magmentyps mit mantelbeeinflussten Schmelzen der Romanischen Magmenprovinz an.

Arbeiten von Franzini et al. (1974) an K-Großfeldspäten des Mte. Capanne Granodiorits und von Balducci und Leoni (1981) an K-Großfeldspäten des Mte. Amiata und von Roccastrada weisen diese Großkristalle als Frühkristallisate aus, die Mineraleinschlüsse (Plagioklas, Quarz, Biotit) enthalten.

2. Methodik

Eine vergleichende Arbeit über die verschiedenen Magmatite der Toskanischen Vulkanprovinz sollte sich bei den petrographischen und geochemischen Auswertungen auf Daten stützen, die für alle Gesteinskörper eine ähnlich hohe Genauigkeit aufweisen.

In petrographisch-mikroskopischer Hinsicht wird dieser Forderung traditionell durch die Vereinheitlichung der Untersuchungsmethoden (Dünnschliffmikroskopie) nachgekommen.

Spezielle Mineraluntersuchungen mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (EMA) wurden an der Universität Innsbruck durchgeführt.

Im Bereich der Geochemie ist die geforderte hohe Vergleichbarkeit aller Daten nicht gewährleistet.

Dafür gibt es zwei Gründe:

1. Es wurden bisher nicht für alle Magmenkörper die gleichen Elemente untersucht. Zwar liegen von allen Magmatiten Analysen der Haupt- und Nebenelemente vor, doch die Spurenelemente sind noch nicht einheitlich untersucht. In den Fällen, in denen Untersuchungen an Spurenelementen vorgenommen wurden, sind häufig für verschiedene Gesteinskörper nicht die gleichen Elemente untersucht worden, und wenn, dann nicht in ausreichender Anzahl.
2. Die einzelnen Gesteinskörper wurden mit unterschiedlichen chemischen Methoden - zum Teil naßchemisch und zum Teil mit modernen physikalischen Verfahren untersucht. Ein sinnvoller Vergleich der auf diese Weise gewonnenen Daten war bisher deshalb nur begrenzt möglich.

In der vorliegenden Arbeit wurden deshalb alle geochemischen Daten mit der gleichen Arbeitsmethode, der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse (EDRFA) auf einem Gerät gewonnen. Geochemische Literaturdaten wurden, bis auf Isotopenmessungen und Untersuchungen an Seltenerdelementen (SEE) nur in Einzelfällen herangezogen.

2.1. Kartenunterlagen

1. Carta automobilistica, Toscana e Umbria, 1:200 000, Touring Club Italiano
2. Carta geologica della Toscana Meridionale; Giannini, E; Lazzarotto, A; Signorini, R, 1:200 000; Grosseto, 1968
3. Carta Geologica d Italia; 1:25 000; Foglio 120-129

2.2. Probenahme

Bei den Untersuchungen konnte auf 59 Proben verschiedener Magmatite von Müller (1986) zurückgegriffen werden.

Im August 1983 wurden 140 weitere Handstücke genommen, wobei ihre Anzahl bei kleinen Magmatiten wie Porto Azzuro (Elba) und Botro ai Marmi auf sechs beschränkt blieb, am Mte. Amiata jedoch auf 30 anstieg. Die Entnahmepunkte an kleinen Lokalitäten ergaben sich aus den Aufschlußverhältnissen, bei größeren Magmatiten bemühte ich mich um ein flächendeckendes Vorgehen, wobei trotzdem Bereiche besserer Zugänglichkeit häufiger vertreten sind. Wies ein Gesteinskörper einen mehrphasigen Magmatismus auf, dann wurden alle magmatischen Phasen gleichmäßig beprobt.

Innerhalb des Mte. Capanne Granodiorit fand eine Beprobung der Hauptgesteine sowie der Restite statt.

Das Gewicht des Gesteinsmaterials betrug je nach Homogenität 2-3kg; es wurde darauf geachtet, daß alle Handstücke frisch und ohne Verwitterungskrusten genommen wurden.

2.3. Mikroskopische Untersuchungen

Die italienischen jung-magmatischen Gebiete zählen zu den klassischen Magmenprovinzen. Bereits Washington (1906) und Niggli (1920) haben diese Magmatite untersucht.

Da bis in die siebziger Jahre die intensive mikroskopisch-petrographische Forschung weiter vorangetrieben wurde, existiert heute eine Fülle von petrographischen Daten, die in neuerer Zeit durch Mikrosonden-Untersuchungen ergänzt wurden.

Die eigenen petrographischen Auswertungen stützen sich auf das bereits gewonnene Datenmaterial. Aus einzelnen Arbeiten wurden Modalbestände verschiedener Magmatite sowie optische und geochemische Bestimmungen der An-Gehalte von Plagioklasen und der Fo-Gehalte von Olivinen übernommen.

Der einzige bisher noch nicht petrographisch bearbeitete Magmenkörper war die Intrusion von Castel di Pietra. Sie ist nicht aufgeschlossen und wurde Ende der siebziger Jahre im Auftrag der ENEL erbohrt. Dieser Magmatit wurde erstmals bearbeitet.

Die Gesamtzahl der untersuchten Dünnschliffe beträgt 126. In allen Lokalitäten ist bei der Bestimmung des qualitativen Mineralbestandes besonderes Augenmerk auf petrographische Indizien für eine mögliche Krustenanatexis oder die Herkunft der Magmen aus dem oberen Mantel gelegt worden.

In Gesteinskörpern, von denen noch keine modale Bestimmung des Mineralbestandes vorlag, ist sie durchgeführt worden. Dies ist in den Lokalitäten Castel di Pietra, Giglio, La Serra, Botro ai Marmi und den Basalten sowie den Ignimbriten der Insel Capraia der Fall.

2.4. Mineralanalysen

Mineralanalysen wurden mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMA) vom Typ ARL-SEMQ des Institutes für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck durchgeführt. Das Gerät ist mit vier automatisch fokussierenden Spektrometern und einem energiedispersiven KEVEX-System ausgestattet.

Analysenparameter: Beschleunigungsspannung 15 keV

Probenstrom 20-25 nA

Folgende Elemente wurden analysiert:

Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Cr, Mn

Der Analysevorgang wurde durch einen PDP-11-Computer gesteuert, so daß für jedes Element zuerst der Untergrund auf der langwelligeren Seite des Peaks 10s lang, dann der durch den Computer ermittelte Peak 20s lang und schließlich der kurzwelligere Untergrund wieder 10s gemessen wurde.

Die Zählraten wurden nach der Methode von Bence und Albee (1968) mit den empirischen Korrekturfaktoren von Albee und Ray (1970) auf die Beeinflussung durch Absorption, Sekundärfluoreszenz und Ordnungszahleffekt korrigiert. Der gesamte Analyse- und Korrekturvorgang dauerte für die 10 Elemente 3 min; als Eichstandard stand ein Kaersutitkristall zur Verfügung.

Ein vom Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Wien erstelltes FORTRAN-Programm (Petrakakis und Dietrich 1984) wurde am Leibniz-Rechenzentrum der Bayerischen Akademie der Wissenschaften installiert und diente zur Berechnung der Mineralformeln.

Folgenden Minerale sind unter Berücksichtigung der idealen Anzahl von

Sauerstoff-Atomen (in Klammer) berechnet worden:

Olivin (4), Pyroxen (6), Feldspäte (8), Biotit (11), Cordierit (18) und Amphibol (23). (Analysendaten siehe Anhang 2)

2.5. Geochemische Untersuchungen

199 analysenfein gemahlene Proben wurden getrocknet (110 C) und gegläht (975 C), um somit H_2O^- sowie den Glühverlust bestimmen zu können.

Zur Herstellung von Schmelztabletten wurden 2g der geglähten Substanz innig mit 4g Lithiumtetraborat vermischt und mittels eines Induktions-schmelzofens geschmolzen. Das Material wurde anschließend in einer Pt/Au - Abgießschale zu einer Schmelztablette gegossen.

Zur Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) stand ein vollautomatisches energiedispersives Gerät (EDRFA) der Fa. EG & G Instruments ORTEC vom Typ TEFA 6111 zur Verfügung.

In Verbindung mit einem 32k PDB-11/04-Rechner, 2-Drive Floppy Disk und einem Terminal (DEC-writer II) wurden die Proben gemessen, die Matrixeffekte berechnet und die Ergebnisse ausgedruckt.

Meßparameter: Mo-Anode 10 kV/200A (45 kV/100A)

0 - 10 keV (0 - 40 keV)

kein Filter (Mo - Filter), 200s (400s)

(in Klammern die Daten für Spurenelementanalysen)

Als Eichproben standen internationale Gesteinsstandardproben und Laborstandards zur Verfügung. Die Messung erfolgte in zwei Schritten:

-Haupt- und Nebenelemente (jeweils als Oxide: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Mn)

-Spurenelemente (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Pb).

Sämtliche Messungen wurden mit Eich- und Korrekturprogrammen von K. Weber-Diefenbach durchgeführt und von ihm betreut.

Im Kapitel "Geochemische Kurzbeschreibungen" liegt eine Aufstellung der durchschnittlichen Konzentrationswerte von Haupt-, Neben- und Spurenelementen für jeden Magmenkörper vor.

Die Konzentrationswerte der Einzelanalysen sind dem Anhang "1" zu entnehmen.

Erläuterungen zur Arbeitsweise und den theoretischen Grundlagen der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) sind u. a. den Arbeiten von Schroll (1975) und Hahn-Weinheimer et al. (1984) zu entnehmen.

Die Fe^{2+} -Bestimmungen durch Titration fanden im chemischen Laboratorium des Instituts für Mineralogie und Petrographie statt.

Bei der Interpretation der Analysenwerte habe ich neben den Einzeldaten häufig Durchschnittsgehalte ($\bar{x}$), Standardabweichung (s) und Minimal- und Maximalwert (min; max) herangezogen.

2.6 Statistische Methoden

Die Dateninterpretationen und statistischen Untersuchungen wurden mit den Programmen SPSS (Unterprogramme: Condescriptive, Pearson Korrelation, Scattergram) und CLUSTAN (Cluster nach de Ward) durchgeführt.

Zur Berechnung der CIPW-Normminerale stand eine Programm von der Universität Bochum in einer Bearbeitung von G. Propach zur Verfügung. Die graphische Aufbereitung der Daten erfolgt mit dem Programm LRZ-Graphik.

2.7. Fremddaten

Das Hauptziel der Arbeit, einer Deutung der geodynamischen Vorgänge im Untergrund der Toskana war nicht ohne Interpretation geophysikalischer Daten und Isotopenmessungen zu erreichen. Neben eigenen geochemischen und petrographischen Werten wurden deshalb Isotopenmessungen, Untersuchungsergebnisse zur thermischen Entwicklung im Untergrund, Schweremessungen und seismische Profile in die Gesamtbewertung (Kap. 6) aufgenommen.

3. Petrographie

Die tertiären und quartären Magmatite der Toskana (Abb. 3) sind seit langem Gegenstand intensiver petrographischer Studien (Washington 1906; Niggli 1920; Marinelli 1959; 1961; Poli et al. 1984; Van Bergen 1985). Für alle an der Erdoberfläche aufgeschlossenen Magmenkörper existieren aus diesem Grunde umfangreiche petrographische Monographien. Erstmals bearbeitet wird lediglich ein Bohrkern der Intrusion von Castel di Pietra.

3.1. Magmatite der Insel Elba

Mittel- und Westelba werden zum größten Teil aus subvulkanischen (Mittelalba-Porphyr) und plutonischen Gesteinen (Mte. Capanne Granodiorit) des Jungtertiär aufgebaut, während der intensiv verschuppte Ostteil der Insel aus Sedimentgesteinen des ligurischen und toskanischen Faziesraumes beherrscht wird. Lediglich in der Umgebung von Porto Azzurro ist der Granit von La Serra aufgeschlossen.

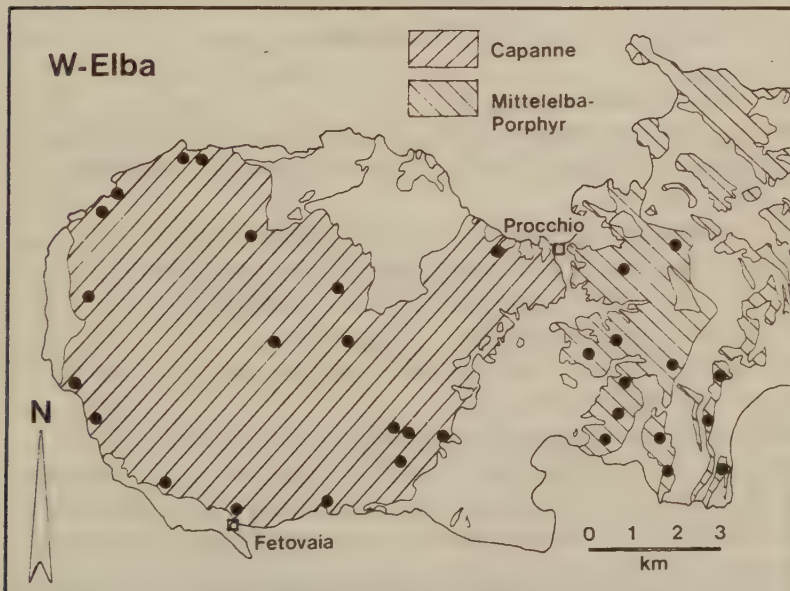


Abb. 7: Probenpunkt-Karte der Magmatite W-Elbas

3.1.1. Mte. Capanne Granodiorit

Der Mte. Capanne Granodiorit nimmt mit ca. 8km Durchmesser fast die gesamte Landmasse Westelbas ein (Abb. 7).

Seine steil abtauchenden Flanken deuten nach Meinung von Marinelli (1975) auf einen Intrusionsstock und nicht auf einen in der Tiefe ausgedehnten Körper (Batholithen) hin.

Die geophysikalischen Profile von Letz et al. (1978) bestätigen diese Annahme.

In den Rand- und Dachpartien des (mittel-grobkörnigen) Mte. Capanne Granodiorits (Tab. 4) tritt eine Sonderfazies mit idiomorphem K-Feldspat (Orthoklas) in Form porphyrischer Einsprenglinge auf.

Die Unterschiede zwischen der Matrix der **Dach- und Randfazies** und der Normalfazies liegen in Besonderheiten im Aufbau der Plagioklase, in der Häufigkeit der Haupt- und Nebengemengteile sowie dem Vorkommen von Akzessorien.

Die **Normalfazies** zeigt ein richtungslos gleichkörniges Gefüge mit Korngrößen bis zu 6 mm. Die leukokraten Minerale Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas liegen in xenomorpher oder hypidiomorpher Form vor, die melanokraten Minerale sind meistens idiomorph.

Mineralbeschreibungen

Quarz (mit Subkornbildungen) zeigt symplektitische Verwachsungen mit K-Feldspat und selten mit Plagioklas. Einschlussminerale sind Muskovit und Biotit.

Matrix-Kalifeldspat (zuweilen serizitisiert; Orthoklas; Zwillingsbildung nach dem Karlsbader-Gesetz) liegt in einigen Individuen als Flecken- und Fadenperthit mit abnehmender Perthitisierung zum Kornrand vor.

Einschlussminerale sind Glimmer im Zentrum des K-Feldspates, Plagioklas und Quarz zum Rand des Kristalls.

Plagioklas der Normalfazies (An_{25-37} , konzentrisch zonierte, Zwillingsbildung nach dem Albit- und dem Periklingesetz) ist intensiver serizitisiert als der K-Feldspat, wobei sein Kern stärker betroffen ist als der Rand. Es gibt selten symplektitische Verwachsungen mit Quarz.

Plagioklas der Randfazies ist ebenfalls konzentrisch zonierte, allerdings mit stärker wechselnden An-Gehalten (An_{20-45}) als der Plagioklas der Normalfazies. Er bildet häufig orientierte Einsprenglinge in den riesenwüchsigen Kalifeldspäten, Verwachsungen von

	Normalfazies			Randfazies		
	$\bar{x}$	min	max	$\bar{x}$	min	max
Plagioklas	43,0	37,2	47,7	37,5	33,1	40,0
K-Feldspat	23,4	20,1	30,7	23,2	18,3	26,6
Quarz	23,3	21,1	27,1	26,3	24,5	29,4
Biotit	10,2	8,4	10,8	13,0	8,9	15,3
Akzessorien	0,1	-	-	-	-	-
Summe	100,0			100,0		

Tab. 4: Modalanalysen (Vol. %) des Mte. Capanne Granodiorits
Marinelli 1959

Plagioklasen untereinander kommen vor. Einschlußminerale sind Apatit, Rutil und Zirkon.

Biotit liegt in idiomorphen Blättchen vor und zeigt "kink-bands". Er ist häufig Einschlußmineral in K-Feldspat und Quarz und enthält selbst Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Granat.

Akzessorisch tritt Chlorit (retrograde Bildung aus Biotit), Muskovit (Einschlußmineral im Quarz), Turmalin, Granat, Zirkon, Rutil und Apatit auf.

Granat mit hellgrüner Eigenfarbe liegt als Matrixbestandteil (hypidiomorph) und als Einschlußmineral in Biotiten (idiomorph) vor. Er zeigt keine Felderteilung.

Akzessorische Erzphasen sind Hämatit, Goethit und Ilmenit.

K-Großfeldspat

K-Großfeldspäte sind für alle Plutonite der Toskana typisch. In der Randfazies des Mte. Capanne Granodiorits werden sie 3-20cm groß (Abb. 8). Ihr Auftreten in Verbindung mit Myrmekiten deutet auf eine erhöhte Gasphase hin (Hibbard 1979).

Es handelt sich um perthitischen Orthoklas (Ader- und Fleckenperthite), der nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt ist. Seiner Morphologie

nach besitzt er monokline Symmetrie mit einem ungewöhnlich großen Achsenwinkel ($> 90^\circ$ = optisch positiv), wie er selten bei Mikroklin und Orthoklas vorkommen kann, nicht aber bei Sanidin (Tröger 1969). Tröger erklärt ihn wie folgt: " Als mögliche Erklärung wäre denkbar: Es handelt sich um Kryptoperthite, in denen ein hoher Anteil an Albit (tief), mit $2V_x > 115$ und vielleicht spezieller Orientierung den hohen Achsenwinkel der Summenindikatrix bedingt."

Der Kristallisationsbeginn der magmatogenen Großkristalle liegt nach dem der Frühkristallite Plagioklas und Biotit und vor der Bildung von Quarz, ihr Wachstum hält bis in die Spätphase der Erstarrung der Plutonite an:

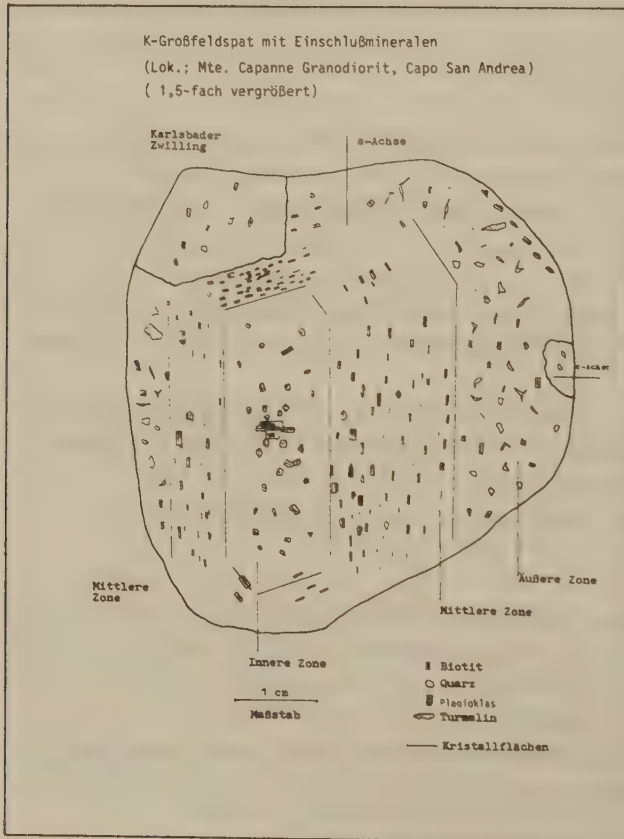


Abb. 8: Orthoklas-Großkristall aus dem Mte. Capanne Granodiorit
Das Kristall weist drei Zonen mit unterschiedlicher Orientierung von Einschlüssenmineralen auf.

- In der inneren Kristallisationszone (Abb. 8) der Großfeldspäte wird Plagioklas und vereinzelt Biotit und Turmalin umwachsen; die umschlossenen Minerale weisen keine Regelung auf.
- Die mittlere Kristallisationszone enthält in etwa gleicher Häufigkeit Biotit und Plagioklas, beide Minerale sind parallel zu den Kristallisationsflächen des K-Großfeldspat ausgerichtet.
- Die äußere Kristallisationszone führt neben Plagioklas, Biotit und Turmalin auch Quarz. Eine Einregelung der umwachsenen Kristalle liegt nicht vor.

Restite

Verschiedene Gesteinsschollen (2-5m Durchmesser) treten im gesamten Mte. Capanne Granodiorit, besonders häufig aber in seinem Randbereich auf.

Sie sind von weißer bis dunkelgrauer Farbe, mittel- bis feinkörnig mit folgendem Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (An₂₀₋₄₅), K-Feldspat (Orthoklas), Biotit und Hellglimmer (Tab. 5). Akzessorisch tritt Chlorit, Apatit, Turmalin und Orthit auf.

Ein besonders feinkörniger Einschuß (Korngröße 0,3mm, Typ "C") mit einem hohen Gehalt an Biotit besitzt hohe Farbzahlen, die im Gelände zu einer Überbewertung des mafischen Mineralbestandes führen können.

Restit:	A	B	C	D
Plagioklas	42,6	27,9	27,1	20,0
K-Feldspat	10,1	35,5	16,2	36,9
Quarz	31,8	27,1	38,5	33,4
Biotit	12,6	7,6	14,2	-
Hellglimmer	0,7	0,6	1,1	9,1
Erz	0,3	0,1	0,2	0,2
Akzessorien*	1,9	1,0	2,7	0,4
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0
*Akzessorien: Chlorit, Turmalin, Apatit, Orthit				

Tab. 5: Modalanalysen der Restite des Mte. Capanne Granodiorits

Keine der untersuchten Schollen führt jedoch Pyroxen, Amphibol oder gar Olivin, die für eine mögliche Herkunft aus dem oberen Mantel sprächen. Die hohen Biotit-Konzentrationen in einigen der Gesteinskörper deuten vielmehr auf eine Bildung der Schollen als Mesosom einer Krustenanatexis. Sie sind daher als Restite anzusehen.

Zusammenfassend spricht das Auftreten von K-Großfeldspäten (Pitcher 1982) und das Fehlen von mafischen Mineralphasen (außer den Glimmern) sowohl in dem Plutoniten selbst, als auch in den Restiten gegen einen (weitgehenden) Einfluß von basaltischem Mantelmaterial bei der Bildung des Granodiorits.

Pupin (1980) schließt jedoch eine gewisse Beteiligung von Derivaten des oberen Mantels bei der Entstehung des Granodiorits nicht aus, weil die Morphologie der Zirkone typisch für Bildungstemperaturen ist, die im Bereich basaltischer Schmelzen liegen.

3.1.2. Granit von la Serra

Der Granit* von la Serra ist nur an wenigen Lokalitäten in der Umgebung von Porto Azurro aufgeschlossen. Die Gesteine sind makroskopisch dem Mte. Capanne Granodiorit sehr ähnlich und führen wie dieser K-Großfeldspäte bis zu 20cm Größe.

Probe-Nr.	S1	S3	S5	S6
Plagioklas	19,3	26,8	41,3	28,3
K-Feldspat	41,7	38,4	30,3	33,2
Quarz	30,9	24,8	20,4	33,2
Biotit	3,6	9,2	3,0	4,0
Chlorit*	4,9	0,8	-	0,8
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0
*retrograde Bildung aus Biotit				

Tab. 6: Modalanalysen (Vol. %) des Granits von La Serra

*Die Bezeichnung Quarz-Monzonit (Marinelli 1955) entspricht nicht mehr der Streckeisen-Klassifikation; das Gestein wird nach dieser heute üblichen Klassifikation als Monzo-Granit (Abb. 16) angesprochen.

Petrographisch sind die Gesteine denen des Mte. Capanne Granodiorits sehr ähnlich, lediglich der Modalbestand differiert leicht (Tab. 6). Im Unterschied zum Mte. Capanne Granodiorit treten Turmalin-Sonnen in dem Zentrum der K-Großfeldspäte (Lokalität: Capo Bianco) auf. Möglicherweise fungiert der Turmalin als Kristallisationskeim für die K-Großfeldspäte, die sich dann relativ spät gebildet haben müßten.

3.1.3. Der Rhyodazit von Mittelalba

Der subvulkanische Rhyodazit von Mittelalba (Abb. 7; Lokalname: Mittelalba-Porphyr; Tab. 7) bildet mit dem Ligurischen Flysch die Hauptmasse der in Mittelalba aufgeschlossenen Gesteine. Er ist zumeist in diese Gesteinsserie intrudiert, kann aber auch oberflächlich ausgeflossen sein, so daß Flyschschollen im Porphyr schwimmen. Es treten zwei Gesteins-Typen auf:

Die **Normalfazies** mit einer feinkörnigen Matrix aus K-Feldspat, Plagioklas, Quarz, Bioit, Muskovit und Turmalin ist im Zentralbereich des Körpers anzutreffen und reich an Einsprenglingsmineralen (Quarz, Plagioklas, Biotit, Turmalin; bis 1cm Größe; K-Großfeldspat (Orthoklas) bis 12cm Größe).

Die **Randfazies** (Lokalname: Eurit) im unmittelbaren Kontakt zum Nebengestein (5m) ist hiatalporphyrisch, sie führt nur wenige porphyrische Einsprenglinge (Quarz, Turmalin). Die Matrix ist dicht und häufig rein weiß.

	$\bar{x}$	min	max
Plagioklas	23,8	21,5	27,3
Sanidin	12,6	9,8	28,3
Quarz	9,5	7,7	12,6
Biotit	7,0	5,4	8,9
Akzessorien (Turmalin)	1,3	0,9	1,7
Summe	54,2		
Matrix	45,8		
Summe	100,0		

Tab. 7: Modalanalysen (Vol. %) des Rhyodazits von Mittelalba
(Marinelli 1963)

Quarz (5mm, max. 10mm, mit Lösungsbuchten, kataklastisch zerbrochen) liegt in pseudo-hexagonaler Modifikation vor (pseudomorpher Tiefquarz nach Hochquarz) und ist gleichmäßig über den gesamten Magmenkörper verteilt. Daneben ist er als stark gerundetes Einschlußmineral in K-Großfeldspäten anzutreffen.

K-Großfeldspat (12cm, perthitisch, Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz) tritt bereichsweise in großer Verteilungsdichte auf, selten kommen auch K-Großfeldspat-freie Zonen vor.

Parallel zu den Kristallisationsflächen ausgerichtete Einschlüsse sind Quarz, Plagioklas, Biotit und Turmalin.

Plagioklas (3mm; An₂₅₋₃₅) zeigt Verzwillingung nach dem Albitgesetz und keinen Zonarbau.

Turmalin bildet häufig Sonnen (5mm) und kommt in Kontaktnähe zum Flysch wesentlich häufiger vor als in kontaktfernen Bereichen.

Akzessorisch treten Apatit, Rutil und Zirkon auf sowie Granat als Einschlußmineral in Biotiten.

3.2. Granit von Giglio

Giglio, mit 21km² die zweitgrößte Insel des toskanischen Archipels (Abb. 3), wird hauptsächlich von einer Granitintrusion aufgebaut. Kontaktmetamorphe Einheiten der Liguriden stehen im W der Insel in tektonischem Kontakt zum Granit. Sie sind durch eine Mylonitzone von ihm getrennt. Im äußersten N der Insel dringen Granit-Apophysen in

Probe-Nr.	G8	G10	G11	G12
Plagioklas	21,2	14,2	27,6	23,5
K-Feldspat	47,8	40,0	29,7	22,7
Quarz	25,7	40,4	29,2	40,2
Biotit	2,9	1,1	13,4	20,1
Chlorit*	2,4	4,3	-	2,8
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0
*retrograde Bildung aus Biotit				

Tab. 8: Modalanalysen (Vol. %) des Granits von Giglio

schiefriiges Nebengestein ein und lösen mehrere m mächtige Schiefer-Blöcke vom Gesteinsverband, so daß diese als Xenolithe im Randbereich des Plutonites liegen.

Die gesamte Intrusion ist von zahlreichen geringmächtigen Aplit-, seltener Pegmatitgängen durchsetzt.

Der Granit (Tab. 8) ist feinkörnig, manchmal mittelkörnig, randlich zeigt er eine leichte Gefügeregelung, die im Gelände durch eine subparallele Einregelung der Biotite auffällt.

Im Ostteil der Insel kommen K-Feldspat-Aggregate vor, die nach erstem Anschein wie Großindividuen aussehen, sich aber bei näherer Betrachtung als Agglomerate von Klein-Individuen (max. 5mm) erweisen.

Im Schliff zeigen die Kalifeldspäte völlig xenomorphe Form.

3.3. Granit von Botro ai Marmi

Der kleine Intrusionskörper von Botro ai Marmi ist an einer N-S streichenden Störungszone wenige km östlich des Vulkanits von San Vincenzo aufgedrungen.

Probe-Nr.	BM1	BM3	BM4
Plagioklas	18,1	17,0	14,5
K-Feldspat	40,4	37,5	45,1
Quarz	36,5	42,0	39,9
Hellglimmer	4,2	2,1	-
Chlorit*	-	0,9	-
Turmalin	0,3	0,5	2,5
Summe	100,0	100,0	100,0
*retrograde Bildung aus Biotit			

Tab. 9: Modalanalysen (Vol. %) des Granits von Botro ai Marmi

Makroskopisch ist der Körper frei von mafischen Mineralen und nahezu rein weiß.

Der fein- bis mittelkörnige Granit (Tab. 9) führt K-Feldspat (4mm), Plagioklas (2mm, An₂₀₋₃₂), Quarz (3mm), Muskovit (1mm) und häufig auch Titanit (3mm).

Perthitischer **K-Feldspat** (Orthoklas) ist häufig unverzwillingt.

Titanit zeigt anomale Interferenzfarben und ist immer stark angelöst, so daß seine typische Briefkuvert-Form in keinem Fall zu beobachten ist.

3.4. Granit von Gavorrano

Der Intrusionskörper von Gavorrano (Abb. 9) liegt an der N-Flanke eines tektonischen Horstes, der sich aus mesozoischen Einheiten der Toskaniden zusammensetzt. Er ist im E und W durch ein N-S streichendes Störungssystem begrenzt und im N und S von alluvialen Sedimenten überdeckt.

Die Kontaktaureole ist mit 10m relativ geringmächtig (Dallegno et al. 1979 in Wagner 1980).

Normalfazies (n=10)				Turmalin-führender Mikrogranit (n=3)			
	$\bar{x}$	min	max		$\bar{x}$	min	max
Plagioklas	21,8	16,0	26,6	Plagioklas	23,1	17,8	28,8
K-Feldspat	29,7	20,1	43,4	K-Feldspat	31,7	27,8	35,2
Quarz	31,6	27,2	45,4	Quarz	36,1	33,4	37,8
Biotit und Akzessorien	9,8	8,0	19,0	Muskovit und Cordierit	4,6	2,3	6,5
Muskovit	2,7	1,2	4,3	Turmalin und Akzessorien	4,5	3,5	5,1
Cordierit	1,1	0,3	2,6				
Summe	100,0			Summe	100,0		

Tab. 10: Modalanalysen (Vol. %) des Granits von Gavorrano (Marinelli 1961)

Der Magmenkörper wird von zwei verschiedenen granitischen Gesteinen (Tab. 10) aufgebaut:

- Ein **fein- bis mittelkörniger Granit** führt K-Feldspat (Orthoklas, Or_{74} , Ab_{22} , An_4 ; Marinelli 1961), Quarz, Plagioklas (An_{27-41}), Biotit, Cordierit (pinitisiert, albitisiert; Marinelli 1961) und als Umwandlungsprodukt Muskovit und Chlorit. Akzessorisch treten Zirkon, Rutil, Apatit, Orthit und Titanit sowie die Erzphasen Hämatit und Magnetit auf. Häufig anzutreffen ist K-Großfeldspat (4cm).
- Ein zweiter im Kontakt zum Nebengestein auftretender feinkörniger Gesteinstyp, der **Turmalin-führende Mikrogranit**, enthält Orthoklas, Quarz, albitischen Plagioklas (An_{5-8} ; Marinelli 1961), Muskovit (primär-magmatisch) und selten Cordierit, Turmalin sowie Biotit. Vereinzelt sind in dem feinkörnigen Gestein hiatalporphyrische Quarz- (4mm) und K-Feldspat-Einsprenglinge (5mm) zu beobachten.

3.5. Granit von Castel di Pietra

250m SW vom Castel di Pietra (7km E von Gavorrano; Abb. 3) wurde 1982 von der ENEL in einer Tiefe zwischen 694 und 910m (Endpunkt der Bohrung) ein feinkörniger Porphyrganit (Tab. 11) erbohrt. Das leukokrate, feinkörnige Gestein ist richtungslos körnig mit porphyrischen Einsprenglingen von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat. Auffällig ist eine leicht grüne Färbung und das Fehlen von makroskopisch erkennbarem Biotit.

Metasomatische Veränderungen im Dachbereich der Intrusion

Im Dachbereich der Intrusion (Bohrlochtiefe 694-710m) hat eine Metasomatose zur völligen Umwandlung von Plagioklas und Biotit in Serizit, Chlorit und Epidot geführt. (Geochemisch zeigt sich diese Veränderung in einer Zunahme des K_2O -Gehaltes und einer Abnahme der Na_2O -Konzentration. Vgl. Kap. 4.1.)

Porphyrischer Gang

In einer Bohrlochtiefe von 900m wird die Intrusion von Castel di Pietra von einem porphyrischen Gang durchschlagen. Dieser Gang enthält in dichter bis feinkörniger Matrix Einsprenglinge von Kalifeldspat (bis 6mm), Quarz, Biotit und Plagioklas (bis 2mm) und völlig zersetzte Minerale, deren ursprüngliche Zusammensetzung größtenteils aus Plagioklas bestanden hat.

Petrographie des Granites

Quarz (5mm), Kalifeldspat (8mm), Plagioklas (4mm, An₂₈₋₄₃), Biotit (2mm) und Hellglimmer (2mm) bilden porphyrischen Einsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix aus Quarz, K-Feldspat, Plagioklas und Biotit. Porphyroblastisch auftretender (xeno-, hypidio- und idiomorpher)

Andalusit (3mm) ist über das ursprüngliche magmatische Gefüge des Magmenkörpers gesproßt. Er bildet Aggregate von mehreren mm Durchmesser und ist oft weitgehend unter Bildung von Hellglimmer zersetzt. Einzelne Körner sind nur selten zu erkennen.

Ebenfalls häufig umgewandelter Plagioklas ist von seinem Kern ausgehend so stark saussuritisiert und serizitisiert, daß er nicht mehr als Kristallindividuum zu erkennen ist.

Idiomorpher **Biotit** ist nahezu völlig chloritisiert, nur in seinem Kern ist der ursprüngliche Kristall noch zuerkennen.

Akzessorisch liegen Karbonat, Zirkon, Rutil, Apatit, Erz und Minerale der Epidotgruppe vor.

Letztere, vorwiegend Epidot und Klinozoisit, sind in den Biotiten und entlang von Störungen und Klüften des Magmatites gesproßt.

Probe Nr.	2	5	9	10	11	12	18	19	20	21
Plagioklas	-	15,5	8,7	18,2	10,0	14,4	9,3	14,3	16,3	1,3
Kalifeldspat	37,8	27,0	48,6	27,9	31,3	34,4	24,6	28,8	33,3	20,0
Quarz	33,4	29,2	33,7	32,9	36,7	34,7	33,1	40,1	34,4	13,4
Hellglimmer	19,4	15,0	4,3	10,6	6,3	8,9	23,7	11,6	8,6	3,3
(davon Serizit)(16,4)	(11,2)	(3,0)	(4,4)	(5,6)	(5,6)	(17,7)	(2,3)	(4,0)	(2,9)	
Biotit	7,7	10,8	2,7	10,0	15,7	7,6	7,0	3,6	5,7	7,5
Erz	1,0	-	0,3	-	-	-	0,3	-	-	0,4
Akzessorien	0,7	2,5	1,7	0,4	-	-	2,0	1,6	1,7	0,2
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	46,1
									Matrix	53,9
									Summe	100,0

Tab. 11: Modalanalysen (Vol. %) des Granits von Castel di Pietra

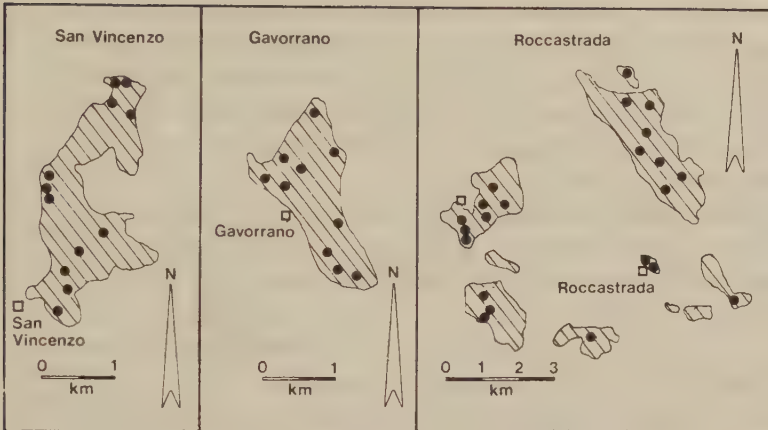


Abb. 9: Probenpunkt-Karte der Lokalitäten San Vincenzo, Gavorrano und Roccastrada

3.6. Alkalirhyolith von Roccastrada

Die Rhyolithe in der Umgebung von Roccastrada/Roccatederighi (Abb. 9; Gesamtausdehnung: 30 km²) in der zentralen Toskana (Abb. 3) bilden nach Mazzuoli (1967) fünf räumlich getrennte Einzelvorkommen mit maximal 80m Mächtigkeit:

1. Staukuppe von Roccatederighi
2. Zähflüssige Rhyolithe und Ignimbrite von Sassoforte
3. Rhyolithe von Bruna
4. Zähflüssige Lavadecken und Ignimbrite vom Mte. Alto
5. Rhyolithströme und Staukuppe in und um Roccastrada

Nach Meinung Mazzuolis treten Ignimbrite, Lavaströme und Staukuppen auf; Pichler (1970) widerspricht dieser Deutung und vermutet lediglich Lavaströme und Staukuppen, aber keine Ignimbrite.

Die fünf in ihrem Mineralbestand sehr ähnlichen Vorkommen führen porphyrische Einsprenglinge aus Sanidin, Quarz, Plagioklas, Biotit und Cordierit (Tab. 12).

Sanidin* (max. 8mm, Or₇₀₋₇₂ Ab₂₆₋₂₈ An₁₋₂; nicht zoniert) tritt in idiomorphen bis hypidiomorphen, selten randlich gerundeten Kristallen auf, ist teilweise mit Plagioklas verwachsen und hat seinerseits Biotit, Quarz, Apatit und Zirkon umwachsen.

* Alle mit "*" gekennzeichneten Mineralphasen wurden mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht.

Typisch für kantengerundeten **Quarz** (5mm) sind seine stark undulöse Auslöschung sowie Einschlüsse von Biotit, Apatit und Zirkon. Im Unterschied zu den übrigen porphyrischen Einsprenglingen treten im Quarz zahlreiche verbogene Spaltrisse und Korrosionsbuchten auf, die auf Beanspruchung und Lösungsvorgänge hindeuten, die die übrigen Mineralphasen nicht erlitten haben.

Stark zonar gebauter **Plagioklas*** (Matrixkristalle $An_{25} Ab_{69} Or_6$; Einsprenglingskristalle $An_{33-51} Ab_{42-62} Or_{2-5}$) ist zumeist nach dem Albit-Gesetz verzwillingt und mit Sanidin verwachsen.

Biotit* ($K_{1,5-1,7} Na_{0,1-0,2} (Mg_{1,5-1,7} Fe_{2,9-3,0} Al_{0,6} Ti_{0,4-0,5}) (Si_{5,4-5,7} Al_{2,3-2,6}) O_{20} (OH,F)_4$) ist häufig verbogen und zerbrochen, in einigen Schliffen sind Kink-bands zu beobachten.

Ein für die Deutung der Magmengenese wichtiges Mineral ist randlich etwas pinitisierter **Cordierit*** (2mm; $Al_{2,9} Mg_{0,9} Fe_{1,1-1,4} Al_{1,0-1,1} Si_{4,9-5,0} O_{18}$; Pinitisierung: Pseudomorphose von Phengit nach Cordierit). Er tritt in den untersuchten Schliffen nicht als Durchkreuzungsdrilling auf und wird von Mazzuoli (1967) als Niedrig-Temperatur-Modifikation ("low"-Cordierit) angesehen.

Die Vulkanite von Roccastrada führen akzessorisch Zirkon und Apatit sowie Granat in unregelmäßigen kleinen Körnern. An Erzphasen kommt neben Hämatit auch Eisenhydroxid vor.

Die **Matrix** ist zum Teil perlitisch, sie kann hyalin, dicht oder feinkörnig sein. In keinem Fall wurde eine ignimbritische Textur beobachtet, so daß die Meinung Pichlers, der das Auftreten von Ignimbriten bestreitet, gestützt werden kann.

Zusammenfassend spricht das Vorkommen porphyrischer Einsprenglinge von niedrig temperiertem Cordierit sowie korrodiertem und tektonisch beanspruchtem Quarz für eine Bildung der Schmelzen im Krustenniveau. Andererseits deutet der extrusive Charakter des Magmenkörpers und die damit verbundene hohe Temperatur der Schmelzen auf den Einfluß von heißem Mantelmaterial hin.

3.7. Rhyolith von San Vincenzo

Die nordöstlich von San Vincenzo aufgeschlossenen Vulkanite (Abb. 9; Gesamtausdehnung. 10 km^2) bestehen aus Staukuppen und zähflüssigen Lavaströmen, die eine Mächtigkeit von 120 m erreichen (Barberi et al. 1967) und an N-S, NW-SE und NE-SW streichende Störungen gebunden sind.

Roccastrada				San Vincenzo		
	x	min	max	x	min	max
Plagioklas	9,8	6,9	12,7	20,1	19,5	23,5
Sanidin	15,8	14,2	18,4	8,6	7,1	9,6
Quarz	15,3	14,2	18,0	6,4	3,2	8,3
Biotit	4,4	3,1	6,4	9,5	4,5	11,4
Cordierit	1,0	1,3	3,1	1,7	1,0	5,0
Matrix und Akzessorien	51,5	48,3	60,0	53,7	44,6	73,3
Summe	100,0			100,0		

Tab. 12: Modalanalysen (Vol. %) der Vulkanite von Roccastrada (Mazzuoli 1967) und San Vincenzo (Barberi et al. 1967)

Die Vulkanite von San Vincenzo werden von porphyrischen Einsprenglingen von Plagioklas, Sanidin, Quarz, Biotit, Klinopyroxen und Cordierit in einer dichten oder glasigen Grundmasse aufgebaut (Tab. 12).

Plagioklas* ($An_{35-49} Ab_{48-61} Or_{2-4}$; zoniert) kommt sowohl als Einsprengling (6mm), als auch als Mikrolith vor. Neben porphyrischen, wenig zersetzten Plagioklasen tritt nach Barberi et al. (1967) eine ältere Generation Plagioklas auf, die zum Teil nur Phantom-Kristalle bildet, also weitestgehend korrodiert ist.

Sanidin* (3mm; $Or_{62-76}, Ab_{24-37}, An_1$) erreicht nicht die Korngröße der Plagioklase, umwächst diese aber teilweise. Er enthält häufig Einsprenglinge von Quarz und Biotit.

Ein weiteres an Mineraleinschlüssen (Biotit, Sillimanit; Barberi et al. 1967) reiches Mineral ist **Quarz**. Tiefe Korrosionsbuchten und zahlreiche Spaltrisse sind für ihn typisch und deuten auf tektonische Beanspruchung und Lösungsvorgänge hin.

Serialporphyrischer **Biotit*** ($K_{1,5-1,7} Na_{0,1-0,2} (Mg_{1,7-2,9} Fe_{2,3-3,1} Al_{0,3-1,0} Ti_{0,3-0,6}) (Si_{5,3-5,5} Al_{2,5-2,7}) O_{20} (OH,F)_4$) kommt in Korngrößen bis 3mm vor, ohne daß ein deutlicher Übergang von porphyrischem zu mikrolithischem Biotit deutlich wird. Eine Unterscheidung verschiedener Generationen ist damit nicht möglich.

Ein sehr selten auftretendes Mineral ist **augitischer Pyroxen** (1mm), der

wie alle Pyroxene der intermediären toskanischen Vulkanite Klinopyroxen-Anwachsringe aufweist. Dies spricht für eine zweiphasige Kristallisation und ist möglicherweise ein Indiz für "Magma-Mixing". Der für die Interpretation der Magmengenese wichtige **Cordierit*** (1-3mm) ist zerbrochen, angelöst und nur wenig pinitisiert. Er kommt als Einzelmineral ($\text{Al}_{3,0} \text{Mg}_{1,2-1,4} \text{Fe}_{0,6-0,9} \text{Al}_{1,1} \text{Si}_{4,9} \text{O}_{18}$) sowie als Durchkreuzungsdrilling ($\text{Al}_{3,0} \text{Mg}_{1,0-1,1} \text{Fe}_{0,9-1,0} \text{Al}_{1,0-1,1} \text{Si}_{4,9-5,0} \text{O}_{18}$) vor, enthält Einschlüsse von Sillimanit und Biotit und wird von Barberi et al. (1967) als Niedrig-Temperatur-Modifikation ("low"-Cordierit) klassifiziert. Apatit, Zirkon und Sillimanit als Einschlüßmineral sind akzessorisch vertreten.

Zusammenfassende Überlegungen zur Entstehung des Vulkanits kommen zu einem widersprüchlichen Ergebnis:

- Sowohl relikttischer Quarz mit Korrosionsbuchten und zahlreichen Spaltrissen als auch das Vorkommen von porphyrischen Einsprenglingen von "low"-Cordierit deuten auf eine Bildung der Schmelzen im Krustenniveau. Als Einschlüßmineral auftretender Sillimanit stützt diese These.
- Stark zonar gebauter und in zwei Generationen auftretender Plagioklas sowie Klinopyroxen mit randlichen Anwachsäumen sprechen hingegen wie der extrusive Charakter des Magmatits für den Einfluß von basischen Schmelzen aus dem oberen Mantel.

3.8. Vulkanit des Mte. Amiata

Der Mte. Amiata als jüngster der toskanischen Vulkankomplexe (0,28 - 0,21 Ma Bigazzi et al. 1984) ist an der Ostflanke des Grabens von Radicofani im SW der Toskana aufgedrungen und bedeckt eine Fläche von mehr als 100km^2 . Er setzt sich aus vier verschiedenen Effusivkomplexen (Abb. 10) zusammen, die als Laven und Ignimbrite extrudierten. Aus der Fülle von petrographischen Beschreibungen seien hier folgende genannt:

Rittmann (1958, 1960, 1963), Marinelli (1961), Mazzuoli und Pratesi (1963), Pichler (1963), Schiaffino (1963), Marinelli und Mittempergher (1966), Rodolico (1963), Allegre und Dupuy (1972), Van Bergen (1983a; 1983b; 1985)

* Mineral mit Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht

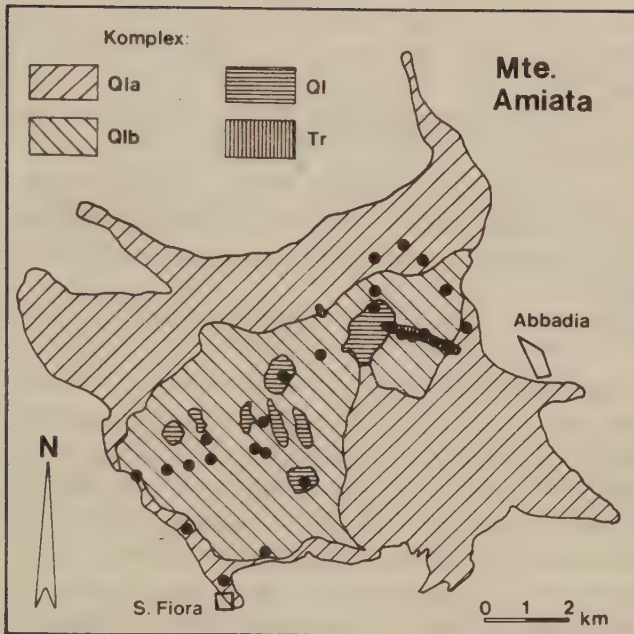


Abb. 10: Skizze der Extrusiv-Komplexe und der Probenahme-Punkte des Latits vom Mte. Amiata

Komplex "QLA" (Quarz-führender Latit "A"):

Der älteste Effusivkomplex (Komplex "QLA") des Mte. Amiata bedeckt eine Fläche von etwa 55km^2 bei einer Mächtigkeit von maximal 200m. Er ist damit der volumenmäßig größte Komplex des Eruptivkörpers. Nach seiner Förderung als Ignimbrit geriet er entlang der Flanken des Mte. Amiata, der schon damals eine Erhebung darstellte, ins Fließen, so daß seine ursprüngliche Ignimbrit-Textur verwischt wurde. Im Dünnschliff ist er deshalb von sauren echten Laven nicht mehr zu unterscheiden (Pichler 1963). Rittmann (1960) spricht von Rheoignimbriten.

In den Ignimbriten kommen porphyrische Einsprenglinge von Plagioklas, Sanidin, Pyroxen, Biotit und Quarz vor. Mehr als 50 Vol.% des Gesteins bestehen aus hyaliner Matrix (Tab. 13).

Stark korrodierter und zerbrochener **Plagioklas*** (Einsprenglings-

kristalle $An_{52-57} Ab_{40-44} Or_{3-4}$; Matrixkristalle $An_{51-55} Ab_{41-45} Or_4$) enthält Einschlüßminerale von Biotit, Orthopyroxen und selten Zirkon sowie Klinopyroxen.

Sanidin* (Einsprenglingskristalle $Or_{78-80} Ab_{18-19} An_{1-2}$; Matrixkristalle $Or_{63-77} Ab_{19-27} An_{4-10}$) zeigt einen leichten Zonarbau, er ist ebenfalls kataklastisch zerbrochen, korrodiert und umwächst Biotit und Plagioklas.

Pyroxen* ist als Orthopyroxen und Klinopyroxen vertreten (Endiopsid, Augit, Hypersthen).

Biotit* ($K_{1,7-18} Na_{0-0,1} (Mg_{2,7-3,2} Fe_{1,9-2,3} Ti_{0,7-0,8}) (Si_{5,4-5,5} Al_{2,5-2,6}) O_{20} (OH,F)_4$) kommt in gestreckten Aggregaten vor, die häufig mit Plagioklas verwachsen sind. Einschlüßminerale sind Apatit, Zirkon und Magnetit.

Akzessorien: Quarz, Apatit, Zirkon, Orthit, Magnetit, Rutil

Komplex "QLB" (Quarz-führender Latit "B"):

Der Komplex "QLB" bildet Staukuppen und hochviskose Lavaströme im Zentrum der Extrusion mit einer Ausdehnung von $35 km^2$. Makroskopisch ist der Hauptunterschied zwischen dem Komplex "QLA" und "QLB" durch das Vorkommen von Sanidinen einer Größe von 5-6cm sowie einer rötlich-braune Matrix im Komplex "QLB" gekennzeichnet.

Die porphyrischen Einsprenglinge (Tab. 13) in diesem Komplex sind die selben wie in Komplex "QLA", im Unterschied zu diesen jedoch weitgehend idiomorph.

	Komplex QLA	Komplex QLB	Komplex QL	Komplex TR
Plagioklas	17,4	14,5	18,2	10,1
Sanidin	15,1	10,9	15,7	4,9
Klino- und Orthopyroxen	3,3	3,9	4,3	8,7
Biotit	2,3	3,3	3,1	2,4
Akzessorien (mit Quarz)	0,5	1,0	0,7	0,6
Zwischensumme	38,6	33,6	42,0	26,7
Matrix	51,4	66,4	58,0	73,3
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0

Tab. 13: Modalanalysen (Vol. %) des Latits vom Mte. Amiata
(Mazzuoli und Pratesi 1963)

Plagioklas zeigt an seinem Rand eine Zone mit Glaseinschlüssen und ist von einem Glassaum umgeben.

Die Matrix ist nicht, wie im Komplex "QLA", hyalin, sondern besteht aus Mikrolithen von Plagioklas, Sanidin und Klinopyroxen.

Komplex "QL" (Quarz-führender Latit):

Der zweitjüngste Extrusionskomplex ("QL") bildet einen Lavastrom an der SE-Flanke des Mte. Amiata mit einer Ausdehnung von 14 km^2 , zwei weitere kleine Vorkommen existieren im Zentrum des Vulkans. Die Magmatite werden wie die des Komplex "QLA" aus hyaliner Matrix und Einsprenglingen von Plagioklas, Sanidin, Diopsid, Hypersthen und Biotit aufgebaut (Tab. 13.).

Komplex "TR" (Trachyt, nach van Bergen 1983):

Die vulkanische Aktivität am Mte. Amiata klingt aus mit der Effusion zweier Lavaströme, die etwas basischer sind als die übrigen Extrusionsphasen des Mte. Amiata (Komplex "TR").

In mikrolithischer Matrix mit Plagioklas, Sanidin, und Pyroxen treten die porphyrischen Einsprenglinge Plagioklas, Sanidin, Klinopyroxen (Endiopsid), Biotit und sehr wenig Orthopyroxen (Hypersthen) auf (Tab. 13). Akzessorien sind Erz, Apatit und Quarz.

3.9. Vulkanit des Mte. Cimino

Der Mte. Cimino-Vulkankomplex (Abb. 11) ist der südlichste der untersuchten Magmatite und liegt im Gebiet der Romanischen Vulkanprovinz in der Region Lazen und wurde durch Erosion von der jüngeren vulkanischen Bedeckung der romanischen Vulkanite freigelegt. Wie der Mte. Amiata ist auch der Mte. Cimino schon vielfach petrographisch und geochemisch bearbeitet worden: Sabatini (1912), Micheluccini et al. (1967) Puxeddu (1971), Mittempergher und Tedesco (1963), Mattias und Ventriglia (1970), Poli et al. (1984). Der Vulkanismus des Mte. Cimino war dreiphasig und hielt von 1,35-0,94Ma (Evernden und Curtis 1965; Nicoletti 1969) an.

"Peperino Tipico"

Der "Peperino Tipico" (Lokalname) (1,35-1,14 Ma Evernden und Curtis 1965) ist ein quarz-latitischer Ignimbrit, der etwa 300 km^2 Fläche bedeckt.

Nach Pichler (1970) lassen sich in der 80m mächtigen Einheit

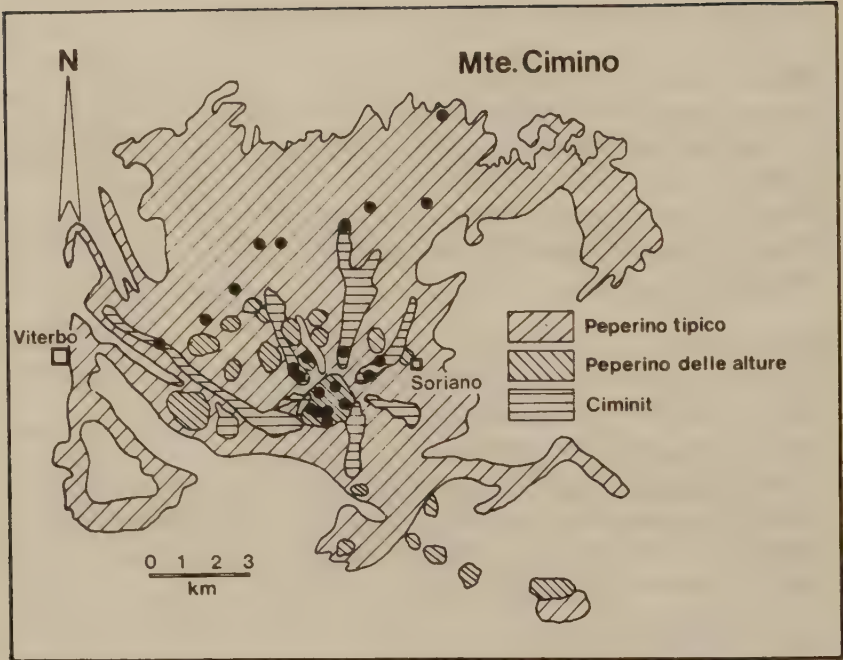


Abb. 11: Skizze der Extrusiv-Komplexe und der Probenahme-Punkte des Latits vom Mte. Cimino

mindestens zwei Ignimbrit-Decken nachweisen.

Diese Gesteine zeigen ausgeprägte Verschweißungen mit häufig parallel-orientierten Flammen in einer glasig-perlitischen Grundmasse. Andere, wenig verschweißte Zonen haben aschenartigen, porösen Charakter. In den Randzonen sind den Ignimbriten Bimssteine eingelagert (Puxxedu 1974).

Die Ignimbrite dieser Einheit werden durch eine glasige bis feinkristalline Matrix mit Einsprenglingen von Plagioklas*

(Einsprenglingskristalle $An_{50-56} Ab_{41-45} Or_4$; Matrixkristalle $An_{52-58} Ab_{38-44}$), Sanidin, Biotit, Klinopyroxen*, Orthopyroxen* (Augit, Endiopsid, Hypersthen) und selten Olivin (Fo_{87}) aufgebaut (Tab. 14). Der zerbrochene und teilweise korrodierte **Sanidin*** ($Or_{78-79} Ab_{19-20} An_{2-3}$) enthält Einschlüsse von Plagioklas und Biotit.

Biotit* ($K_{1,6-1,9} Na_{0-0,1} (Mg_{2,7-4,0} Fe_{1,2-2,3} Ti_{0,7-0,8}) (Si_{5,3-5,5} Al_{2,5-2,7}) O_{20} (OH,F)_4$) kommt in verbogenen Kristallen vor, er ist von Zirkonen durchsetzt und manchmal von Plagioklas umwachsen.

"Peperino delle Alture"

Die latitischen Lavadome des "Peperino delle Alture" (Lokalname) (1,01 M.a. Evernden und Curtis 1965) ähneln denen des Mte. Amiata und enthalten wie diese porphyrische Sanidin-Einsprenglinge, die eine Größe bis zu 4cm erreichen können.

Die mineralogische Zusammensetzung (Tab. 14) dieser Einheit entspricht der des "Peperino Tipico". Die quarz-latitischen bis rhyodazitischen Lavadome enthalten porphyrische Einsprenglinge von Plagioklas, Sanidin, Biotit und Klinopyroxen (Diopsid, Pichler (1970) Ihr Matrix-Anteil ist kryptokristallin.

"Ciminit"

Die letzte Effusionsphase wird von quarz-latitischen bis olivin-latitischen Lavaströmen gebildet (Lokalname "Ciminit") (0,94 Ma Nocoletti 1969). Sie bilden kleine Staukuppen und fließen radialstrahlig vom Zentrum der Extrusion ab. Zunächst treten zähflüssige Laven aus, denen dünnflüssige Schmelzen folgen. Letztere sind immer nur einige Meter breit sind, können aber bis zu 8km weit ins Umland abfließen.

	"Peperino Tipico"	"Peperino delle Alture"	"Ciminit"
Plagioklas	20,4	21,8	10,3
Sanidin	14,8	13,8	-
Biotit	5,7	5,5	4,9
Klino- und Orthopyroxen	6,6	5,3	7,8
Olivin	-	-	5,4
Zwischensumme	47,5	46,4	28,4
Matrix	52,5	53,6	71,6
Summe	100,0	100,0	100,0

Tab. 14: Modalanalysen des Latits vom Mte. Cimino

In den "Ciminiten" (Tab. 14) lassen sich drei Kristallisationsphasen mit verschiedenen Mineralgenerationen beobachten:

1. Während der ersten Phase bildet sich mehrere mm großer Sanidin, Plagioklas, Biotit und Pyroxen.
2. In der zweiten Phase entsteht wesentlich kleinerer Klinopyroxen und Olivin.
3. Die dritte Kristallisationsphase zeichnet sich durch die Bildung von Feldspat- und Pyroxenmikrolithen aus.

Der Anteil der Einsprenglingsminerale beträgt in den ehemaligen viskosen Laven etwa 30%, in den geringviskosen Schmelzen etwa 25%. Ein weiterer Unterschied zwischen den beiden erstarrten Laven besteht im Zersetzungsgrad der Biotite. Biotit ist in den dünnflüssigen Strömen wesentlich stärker vererzt, als in den zähflüssigen.

3.10. Latit-Andesit von Radicofani

Die 20km östlich des Mte. Amiata im SW der Toskana extrudierte latit-andesitische Staukuppe ist mit 400m Durchmesser der kleinste der toskanischen Magmatite. Sie ist der einzige der untersuchten Magmenkörper, der im Zentrum einer Grabenstruktur aufgedrungen ist und zugleich einer der jüngsten (0,97 Ma, Barberi et al. 1971).

Der Magmenkörper läßt sich nach Innocenti (1967) von seinen zentralen, basalen Bereichen zum Rand und zum Hangenden hin in verschiedene lithologische Einheiten untergliedern:

- Innerer Vulkanschlot
- Basaler grauer Vulkanschlot
- Basaler schwarzer Vulkanschlot
- Obere Einheit
- Lavasee
- Lavaströme

Innocenti (1967) sieht in der Staukuppe von Radicofani das Produkt einer pneumatolytischen Differentiation, deren lithologische Zusammensetzung sich von der Basis zum Top von einem Trachybasalt über einen Olivin-Latit zu einem olivinführenden Trachyt ändert.

Die porphyrischen Laven von Radicofani enthalten Einsprenglinge von Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas* ($An_{78-81} Ab_{18-20} Or_{1-2}$), Biotit und Erz in einer feinkörnigen Matrix aus Leistenplagioklas, Sanidin und

Glas (Tab. 15).

Von den basalen Bereichen der Staukuppe zum Hangenden hin ist **Olivin*** (2mm; Fo 71-78) zunehmend iddingsitisiert.

Klinopyroxen (2mm)* (Endiopsid) enthält in einigen Individuen Sanduhrstrukturen und tritt häufig in Agglomeraten mit Olivin und Plagioklas auf.

Biotit ist ausschließlich in den reliktitischen Magmatiten des ehemaligen Lavasees zu beobachten und meistens völlig zersetzt.

Akzessorisch kommt in allen Laven Apatit und Zirkon vor.

Ungewöhnlich ist die Zunahme von **Opakmineralen** zum Top der Staukuppe. Die Gesteine des ehemaligen Lavasees enthalten wesentlich mehr Erz (Hämatit) als die übrigen porphyrischen Magmen. Bei zunehmender topographischer Höhe nimmt der Erzgehalt der Gesteine stark zu, während die Korngröße der Matrixminerale sowie der Einsprenglingsminerale stark abnimmt. Am Gipfel der Staukuppe wird die Matrix des Gesteinskörpers ausschließlich aus Glas aufgebaut.

	Rf1	Rf2	Rf3	Rf4
Olivin	41,0	38,1	65,6	66,8
Pyroxen	28,7	26,0	31,9	33,2
(Ortho- und Klinopyroxen)				
Plagioklas	30,3	35,9	2,5	-
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0
davon Matrix	73,9	76,9	83,7	78,3

Tab. 15: Modalanalysen (Vol. %) des Latit-Andesits von Radicofani (Innocenti 1967)

3.11. Magmatite der Insel Capraia

Die im NW von Elba gelegene Insel Capraia bildet den Abschluß des toskanischen Archipels im W. Sie wird ausschließlich von jungtertiären Extrusiva aufgebaut.

Der Hauptteil der Insel (etwa 90%; Abb. 12) besteht aus latitisch-quarzlatitischen Ignimbriten und Pyroklastika (9,5-7,4 Ma, Barberi et al. 1971). Nur an ihrer Südspitze (Punta di Zenobio) sind trachybasaltische Magmatite eines jüngeren Extrusionszyklus aufgeschlossen (4,7 Ma, Barberi et al. 1971).

Nach Franzini (1974) können die älteren und jüngeren Einheiten unterteilt werden:

- | | |
|-------------------|---|
| Jüngere Einheiten | -Graue Trachybasalte (Staukuppe) |
| | -Wechsellagerung zwischen roten und schwarzen Basalten (Stratovulkan) |
| Ältere Einheiten | -Quarzlatitische Ignimbrite |
| | -Latitische Ignimbrite |
| | -Pyroklastische Extrusiva |

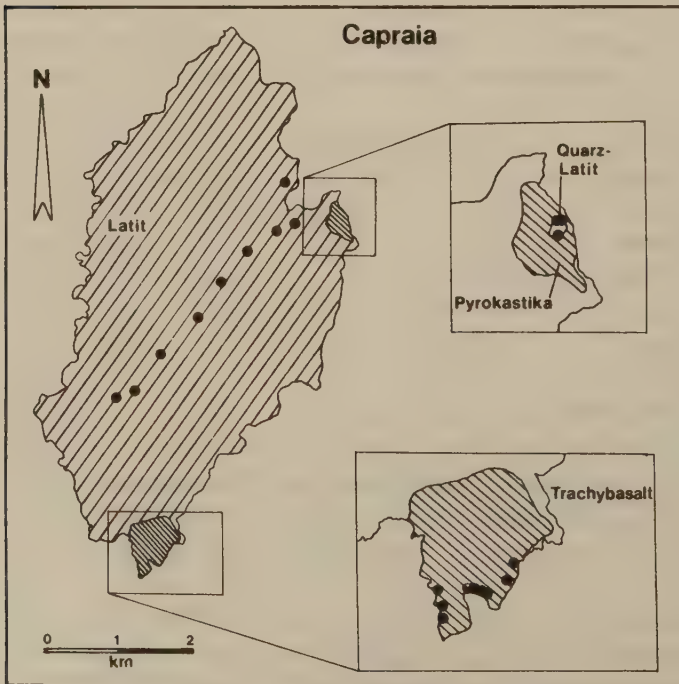


Abb. 12: Skizze der Eruptiva und Probenahme-Punkte der Insel Capraia

3.11.1. Ältere Einheiten

Latitischer Ignimbrit

In den älteren Einheiten bilden die **Pyroklastite** die Basis des latitischen Ignimbrites. Sie sind an den Küsten der Insel aufgeschlossen und enthalten Pyroklastika in Größen von 10m Durchmesser und mehr.

In seinen hangenden Bereichen verarmt der einige 100m mächtige latitische Ignimbrit an Pyroklastika. Es handelt sich dann um ein graues bis rötliches dichtes Gestein mit nur geringer Verwitterungsresistenz.

Ein Gefüge mit Fließstrukturen (Bildtafel 4) in einigen Schliffen deutet auf einen Übergang von Ignimbriten zu Rheoignimbriten hin. Porphyrische Einsprenglinge sind Plagioklas (4mm), Biotit (1,5 mm), Kalifeldspat (2mm), Klino- und Orthopyroxen (jeweils 2mm) und selten Olivin (2-3mm).

Bestandteile der hyalinen bis feinkörnigen Matrix sind Glas, Plagioklas, Ortho- und Klinopyroxen. Eine bevorzugte Einregelung von Plagioklasleisten ist zu erkennen und wird wohl hauptsächlich durch die Lage der Schweißnähte bestimmt.

Porphyrischer Plagioklas (An_{12-45} ; zoniert) ist häufig stark angelöst, kann aber auch völlig idiomorph vorliegen. Einige der Kristalle weisen deutliche Anwachszonen auf, die häufig genau die gleiche Auslöschungsschiefe besitzen wie die Zentralbereiche der Plagioklase und zu einer völligen Idiomorphie der Kristalle führen. Reliktische Korrosionserscheinungen in den Zentralbereichen dieser Minerale sind dennoch deutlich zu erkennen.

Orthopyroxen kommt ähnlich wie der Plagioklas mit Anwachssäumen (Klinopyroxen) vor, die auf eine zweiphasige Kristallisation hinweisen. Er ist deutlich weniger umgewandelt und korrodiert als **Klinopyroxen** (Hypersthen und Diopsid, Franzini 1974).

Biotit ist in seinen Randbereichen in ein Opakmineral umgewandelt. Die Entstehung dieser Erzsäume muß sich früh in der Magmenentwicklung vollzogen haben, denn Biotit, als Einschluß im porphyrischen Plagioklas, besitzt ebenso einen Erzsaum, wie Biotit, der frei in der Matrix schwimmt.

Die Umwandlung des Biotit kann so weit fortgeschritten sein, daß er nicht mehr als eigenständiges Mineral vorliegt, sondern in eine reine Erzphase umgewandelt ist.

Porphyrischer Kalifeldspat ist stark angelöst und zeigt in manchen Kristallindividuen eine schwach ausgeprägte Mikroklingitterung. **Olivin** tritt nach Franzini (1974) sehr selten auf und ist stark iddingsitisiert.

Quarzlatitischer Ignimbrit

Die latitischen Ignimbrite überlagert südlich der Ortschaft Porto di Capraia der quarzlatitische Ignimbrit. Dieser Magmatit ist weitgehend erodiert und nur noch in einem Vorkommen von wenigen 100m² aufgeschlossen. Er ist noch erosionsanfälliger als der Latit und makroskopisch kaum von diesem zu unterscheiden.

Dieser Gesteinstyp zeichnet sich durch eine Matrix mit ausgeprägten Schweißnähten aus, eine Regelung der Matrixminerale oder der Einsprenglinge ist nicht zu beobachten.

Neben Plagioklas (6mm) kommt Biotit (1mm), Titanhornblende (1,5mm), Orthopyroxen (1mm) und Apatit als Einsprengling vor.

Die Matrix wird aus Glas, wenig Biotit und Plagioklas sowie Opakerz aufgebaut.

Porphyrischer Plagioklas* ($\text{An}_{41-46} \text{Ab}_{51-54} \text{Or}_{3-5}$) zeigt im Gegensatz zum Plagioklas in den latitischen Ignimbriten keine Anwachsringe, was auf eine einphasige Kristallisation hindeutet.

In den quarzlatitischen Ignimbriten kommen zwei Generationen von **Biotit** vor. Neben einer rotbraunen Varietät* (1mm; $(\text{K}_{1,3} \text{Na}_{0,2} (\text{Mg}_{2,7} \text{Fe}_{2,3} \text{Al}_{0,2} \text{Ti}_{0,5}) (\text{Si}_{5,7} \text{Al}_{2,3}) \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_4)$) existiert wesentlich seltener eine hellgrüne Mineralphase (5mm). In seiner rotbraunen Ausbildung tritt er als Einschlussmineral im grünen Biotit auf und ist häufig zu Aggregaten zusammengeballt.

Eine Magmenmischung in den Quarzlatiten kann damit nicht ausgeschlossen werden.

Ein weiteres Mineral in den Quarzlatiten ist tremolitische Hornblende* ($\text{Ca}_{1,8-1,9} \text{Na}_{0,2-0,3} (\text{Mg}_{3,0-3,1} \text{Fe}^{2+}_{0,0-1,2} \text{Fe}^{3+}_{0,7-1,0} \text{Ti}_{0,1} \text{Mn}_{0,05}) (\text{Si}_{6,9-7,3} \text{Al}_{0,7-0,9}) \text{O}_{22} (\text{OH}, \text{F})_2$). Ihr ungewöhnlicher Pleochroismus (dkl.-rotbraun, braunrot, grüngelb) und die für Klinohornblenden ungewöhnliche Auslöschungsschiefe nahe 0 sind möglicherweise mit den leicht erhöhten Ti-Gehalten in den Mineralen zu erklären.

* Mineral mit Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht

Quarzlatite			Latite				
Probe Nr.	C9	C10	C1	C1	C5	C14	C19
Plagioklas	27,5	16,2	22,2	6,5	21,6	12,2	2,2
Pyroxen	-	-	1,5	2,5	1,6	7,8	10,5
(Opx + Cpx)							
Biotit	5,4	0,8	4,2	0,5	8,0	2,4	-
Quarz	-	-	-	-	-	-	1,1
K-Feldspat	0,4	1,4	-	-	-	1,2	-
Amphibol	1,5	0,4	-	-	-	-	-
Akzessorien	-	-	0,3	0,4	1,0	0,4	2,2
Erz	0,9	0,4	0,5	0,3	0,2	0,6	0,5
Zwischensumme	35,7	28,8	29,4	10,5	32,4	24,6	15,5
Matrix*	64,3	71,2	70,6	89,5	67,6	75,4	33,5
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
*Matrix in den Quarzlatiten hyalin; in den Latiten dicht bis feinkörnig							

Schwarzer Basalt		roter Basalt		grauer Basalt	
Probe Nr.	CA3	C3	CA6		G3
Olivin	21,5	33,5	27,3		7,3
Pyroxen	0,6	8,6	-		1,0
Opx + Cpx					
Biotit	0,3	-	-		7,0
Plagioklas	-	-	0,3		18,3
Akzessorien	1,3	0,9	2,2		0,6
Erz	3,2	2,1	12,5		2,0
Zwischensumme	26,3	45,1	42,6		36,2
Matrix hyalin	-	-	17,1		41,2
Matrix dicht	73,1	54,9	40,3		22,0
Summe	100,0	100,0	100,0		100,0

Tab. 16: Modalanalysen (Vol. %) der Magmatite der Insel Capraia

3.11.2. Jüngere Einheiten

Die einzelnen Magmentypen des jüngeren Extrusionszyklus unterscheiden sich makroskopisch voneinander durch Farbe, Porosität und durch Häufigkeit der porphyrischen Einsprenglinge.

Die schwarzen und grauen Trachybasalte sind dicht gepackt und enthalten eine Vielzahl von porphyrischen Olivin-Einsprenglingen. Die rote Basaltvarietät ist durch Entgasung deutlich poröser als die übrigen Basalte und enthält kaum Olivineinsprenglinge.

Die roten und schwarzen Basalte bauten ursprünglich einen Stratovulkan auf, von dem heute nur noch ein Teil seiner Nordflanke erhalten und an der "Cala Rossa" aufgeschlossen ist. Die beiden Basalttypen wechsellagern im 1-2m Bereich und sind in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 100m erhalten.

Die graue Varietät bildet eine Staukuppe und steht im direkten Kontakt mit den flach nach N einfallenden Schichten des Stratovulkans.

Die Unterschiede der einzelnen Basalttypen in Bezug auf ihre stratigraphische Position und ihre makroskopische Typisierung lassen sich in ihrem Mineralbestand nicht wiederfinden. Nur in den Korngrößen der einzelnen Basalttypen bestehen Unterschiede.

Allen Basalttypen gemeinsam ist ihr porphyrisches Gefüge mit Plagioklas* ($An_{40-51} Ab_{46-57} Or_{4-5}$) und Olivineinsprenglingen* (2mm, Fe_{83-86} , iddingsitisiert) und einer feinkörnigen Matrix aus Plagioklas* ($An_{44-58} Ab_{38-50} Or_{4-7}$), Sanidin* ($Or_{48-65} Ab_{30-45} An_{3-7}$), Ortho-* und Klinopyroxen*, Opakmineralen und selten Apatit.

Pyroxen* (Hypersthen, Endiopsid) kommt in Agglomeraten (2mm) mit Plagioklas vor.

3.12. Vergleichende Untersuchungen an Mineralphasen der Vulkanite

Zur Abrundung der petrographischen Untersuchungen wurden an einzelnen Mineralphasen der Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde vorgenommen.

Die Analysen sollten klären, inwieweit einzelne Mineralphasen im geochemischen Gleichgewicht mit dem Gesamtgestein stehen, und ob sich daraus Deutungen zur Magmen-genese (Magma-Mixing, Differentiation) ableiten lassen.

Cordierit

Die beiden SiO_2 -reichen Vulkanite Roccastrada und San Vincenzo führen als Nebengemengteil Cordierit. In den Extrusivkörpern von Roccastrada und San Vincenzo tritt das Mineral als Einzelkristall auf, in San Vincenzo zusätzlich als Durchkreuzungsdrilling. Alle drei verschiedenen Cordierittypen wurden untersucht.

In Abhängigkeit der Besetzung der Sechser-Lücke durch Mg oder Fe^{2+} ergeben sich für die Minerale deutlich unterschiedliche X_{FeO} -Werte ($X_{\text{FeO}} = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$).

Ein Vergleich des X_{FeO} in den Cordieriten mit dem X_{FeO} im Gesamtgestein zeigt, daß das Verhältnis $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ in den Vulkaniten deutlich über dem der Kristalle liegt (Abb. 13).

Dennoch ist der Schluß, die Cordierite seien in einem deutlich MgO -reicherem und FeO -ärmeren Milieu gesproßt, als das

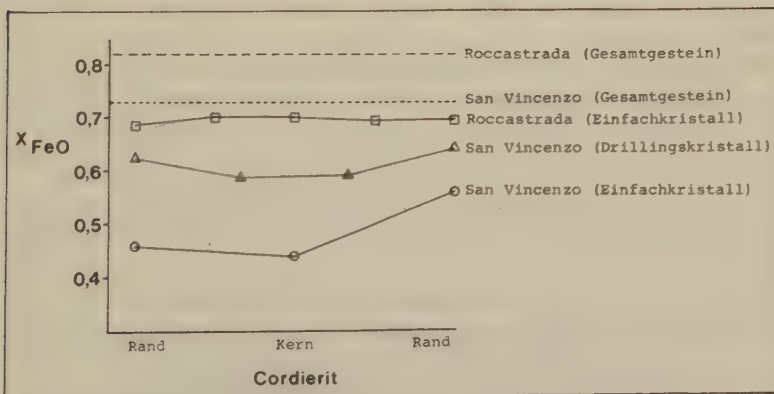


Abb. 13: Profil über drei Cordierit-Kristalle.

Der Molenbruch X_{FeO} ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$) liegt deutlich unter dem X_{FeO} des Gesamtgesteins

Gesamtgestein heute besitzt, unzulässig. Denn im binären System $\text{Al}_3 (\text{Fe,Mn})_2 (\text{Al Si}_5 \text{O}_{18}) - \text{Al}_3 \text{Mg}_2 (\text{Al Si}_5 \text{O}_{18})$ liegt der Schmelzpunkt für das Mg-reiche Endglied deutlich über dem des Fe- und Mn-reichen Endgliedes (Deer et al. 1977). Das heißt, daß bei einem konstanten Fe/Mg-Verhältnis überproportional Mg eingebaut wird.

Deer et al. (1977) weisen darauf hin, daß nur sehr selten in Sechser-Koordination mehr als eine Formeleinheit Fe eingebaut wird. Dies ist im Cordierit von Roccastrada und in den Drillingskristallen von San Vincenzo der Fall. Man kann daraus schließen, daß die Gesteine, in denen beide Kristalle entstanden sind, sehr Fe-reich und Mg-arm gewesen sein müssen.

Der unterschiedliche Molenbruch X_{FeO} für die beiden Cordierit-Typen von San Vincenzo spricht für ein Kristallisationsmilieu mit stark variieren Mg/Fe-Quotienten.

Eine Abschätzung der Stabilitätsbereiche von Cordierit wurde von Currie (1971) sowie Hensen und Green (1971) vorgenommen. Aus ihren Arbeiten geht hervor, daß der Stabilitätsbereich von Mg-Cordierit deutlich über dem von Fe-Cordierit liegt. Für $X_{\text{FeO}}=0,4$ gibt Currie (1971) 7,5Kb an, während er bei $X_{\text{FeO}}=0,7$ nur 6,5Kb annimmt. Zusammenfassend läßt sich damit eine Entstehungstiefe von 20km für die Fe-reichen Cordierite und 23km für den Mg-reichen Cordierit als maximale Stabilitätsgrenze annehmen.

Plagioklas

Die Untersuchungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde an den Plagioklasen aller untersuchter Vulkanite zeigen das überraschende Ergebnis, daß die An-Gehalte in den einzelnen Extrusivkörpern (mit Ausnahme des Latit-Andesites von Radicofani) nur wenig variieren (Abb. 14); insbesondere die porphyrischen Einsprenglingsminerale besitzen unabhängig vom SiO_2 -Gehalt des Gesamtgesteins nahezu konstante An-Werte.

Die Kristalle in den Trachybasalten von Capraia zeigen eine Zusammensetzung von Andesin bis Labradorit (An_{37-58}) und entsprechen damit den von Nockolds et al. (1979) publizierten Werten für Alkali-reiche Basalte. Auffällig ist, daß die Matrixplagioklase zum Teil höhere An-Werte enthalten als die porphyrischen Einsprenglinge; dies spricht gegen eine Differentiation in den Basalten von Capraia

während der Kristallisation der Plagioklase.

Die intermediären Vulkanite vom Mte. Amiata, Mte. Cimino und der Quarzlatite von Capraia enthalten Zusammensetzungen von basischem Andesit zu saurem Labradorit (Abb. 14). In den Extrusiva vom Mte. Amiata und Mte. Cimino ist die Zusammensetzung der porphyrischen Einsprenglinge mit der der Matrixplagioklase in etwa identisch. Daraus ist zu schließen, daß das Na/Ca-Verhältnis in den Schmelzen der Vulkanite keinen großen Schwankungen unterworfen war. Entweder fand keine magmatische Differentiation statt, oder ein möglicher Ca-Verlust während der Differentiation wurde durch eine Ca-Zufuhr wieder ausgeglichen.

Relativ hohe An-Konzentrationen weisen die beiden Si-reichen Vulkanite Roccastrada (An_{33-51}) und San Vincenzo (An_{35-48}) in ihren porphyrischen Einsprenglingen auf. Diese Werte deuten darauf hin, daß das Milieu, in dem die Einsprenglingsminerale auskristallisierten, wesentlich basischer gewesen sein muß, als die Endkonzentration der Schmelzen.

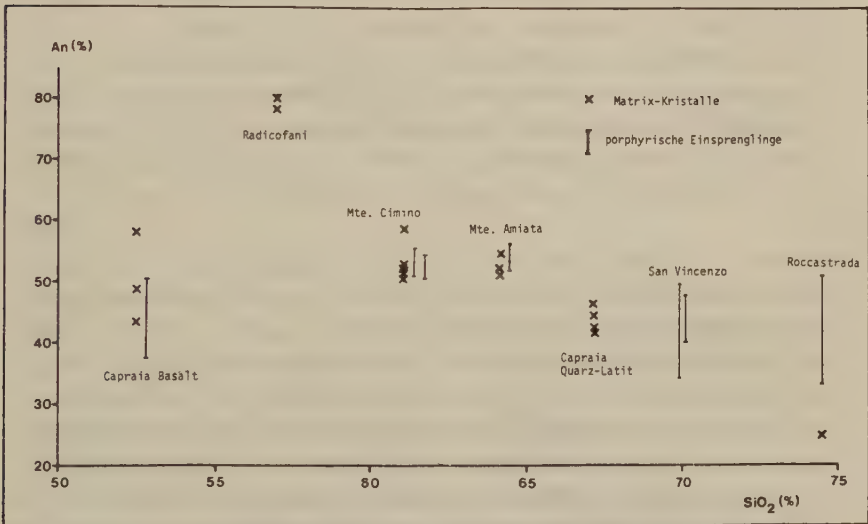


Abb. 14: Die Anorthitgehalte der Plagioklase in den Vulkaniten der Toskanischen Magmenprovinz variieren unabhängig von der SiO_2 -Konzentration der Magmatite nur wenig. Lediglich der Latit-Andesit von Radicofani weist mit An_{80} sehr hohe Konzentrationen auf.

Damit bieten sich zwei Modelle für die Entstehung der Plagioklase an:

1. Kristallisation der porphyrischen Plagioklas-Einsprenglinge in einer intermediären Schmelze mit anschließender magmatischer Differentiation.
2. Bildung der Plagioklas-Einsprenglinge in einem intermediären Milieu.
Nach Kristallisation der Einsprenglinge wird das Ursprungsmagma durch Schmelzvorgänge in der Kruste immer SiO_2 -reicher.

Das häufige Auftreten von Cordierit (in unmittelbarer Nähe der untersuchten Plagioklase) in beiden Vulkaniten sowie deren relativ großes Volumen* deuten darauf hin, daß Krustenanatexite bei der Bildung der Vulkanite beteiligt waren. Die intermediären Plagioklase müssen sich damit schon vorher in basischerem Milieu gebildet haben. Dies schließt Differentiationsvorgänge innerhalb der Magmen beider Vulkanite jedoch keineswegs aus.

Die An-Konzentrationen im dem Latit-Andesit von Radicofani (An_{78-81}) liegen deutlich über denen durchschnittlicher Latit-Andesite (Nockolds et al. 1979) mit Plagiokasen von Labradorit- bis Oligoklas-Zusammensetzung. Dies deutet darauf hin, daß das Entstehungsmilieu der Plagioklase wesentlich basischer war, als die heutige chemische Zusammensetzung des Vulkanits. Aus dem bisherigen Befund sind jedoch keine abschließenden Folgerungen zu ziehen. Ich verweise deshalb auf das Entstehungsmodell des Vulkanits von Radicofani in Kapitel 5.

Olivin

Die Vulkanite des Mte. Cimino, von Radicofani und die Trachybasalte von Capraia enthalten Mg-reichen Olivin.

Der Olivin-Latit des Mte. Cimino mit durchschnittlichen Fo-Werten von 87 (durchschnittlich Fo_{84-89}) weist Konzentrationen auf, die weit über den Fo-Gehalten von intermediären Schmelzen liegen und auch die Olivine basaltischer Schmelzen wenig übertreffen. Deer et al. (1977) geben für Gabbros, Dolerite und Basalte Fo-Konzentrationen von 40-85 an. Ultrabasische Gesteine enthalten nach Angaben verschiedener Autoren Fo-Werte (Deer et al.: Fo_{88-92} ; Klemm et al.: Fo_{80-90}), die denen der Olivin-Latite vom Mte. Cimino nahe kommen. Man muß deshalb ein sehr Si-armes und Mg-reiches Kristallisationsmilieu für die Fo-reichen

*Differentiate aus basischen oder intermediären Schmelzen sind häufig von sehr geringem Volumen.

Olivine dieses Vulkanits annehmen, möglicherweise haben sich die Olivine sogar in einer ultrabasischen Schmelze gebildet.

Der Latit-Andesit von Radicofani weist mit Forsteritwerten von 75 (Fo_{71-78}) in den Olivinen ebenfalls hohe Mg-Konzentrationen auf, die weit über denen durchschnittlicher Olivin-führender intermediärer Magmatite liegen (Nockolds et al. 1979).

Unter Berücksichtigung der hohen Ca-Werte in den Plagioklasen (An_{78-81}) kann für die wesentlichen Mineralphasen der Extrusion von Radicofani ein Kristallisationsmilieu angenommen werden, das weit basischer ist, als die heutigen chemische Zusammensetzung des Magmenkörpers.

Ein Vergleich der An- und Fo-Konzentrationen von Plagioklas und Olivin mit den Werten dieser Minerale im (wenn auch subalkalischen) Bushveld-Komplex (nach Klemm et al. 1980) zeigt, daß ähnliche Fo- und An-Gehalte wie in dem Latit-Andesit von Radicofani nur in der aus Ultrabasiten aufgebauten "basal zone" und "critical zone" des Bushveldes auftreten.

Der Trachybasalt von Capraia weist in seinen porphyrischen Olivinen Fo-Werte von durchschnittlich (Fo_{83-86}) auf. Diese Werte liegen nach Deer et al. (1977) an der oberen Grenze der für Basalte zu erwartenden Konzentrationen (Fo_{40-85}).

Pyroxen

Pyroxen ist in den intermediären bis basischen Vulkaniten der Toskanischen Magmenprovinz die vorherrschende mafische Mineralphase. Er liegt zumeist als porphyrischer Einsprengling vor und tritt sowohl in seiner monoklinen als auch in seiner orthorhombischen Modifikation auf.

Die Pyroxene in den Trachybasalten Capraias zeigen eine endiopsidische ($Ca_{42} Mg_{51} Fe_7$) und in den Quarz-Latiten eine salitische Zusammensetzung ($Ca_{45-50} Mg_{37-38} Fe_{13-17}$) (Abb. 15). Das abnehmende Mg/Fe-Verhältnis von den Basalten zu den Quarz-Latiten spiegelt eine magmatische Differentiation wider und deutet darauf hin, daß die Pyroxene im chemischen Gleichgewicht mit dem Gesamtgestein stehen.

Die Latite des Mte. Amiata und des Mte. Cimino zeichnen sich durch eine Fülle unterschiedlicher Pyroxene aus (Abb. 15).

Vorherrschendes monoklines Pyroxenmineral in beiden Vulkaniten ist der

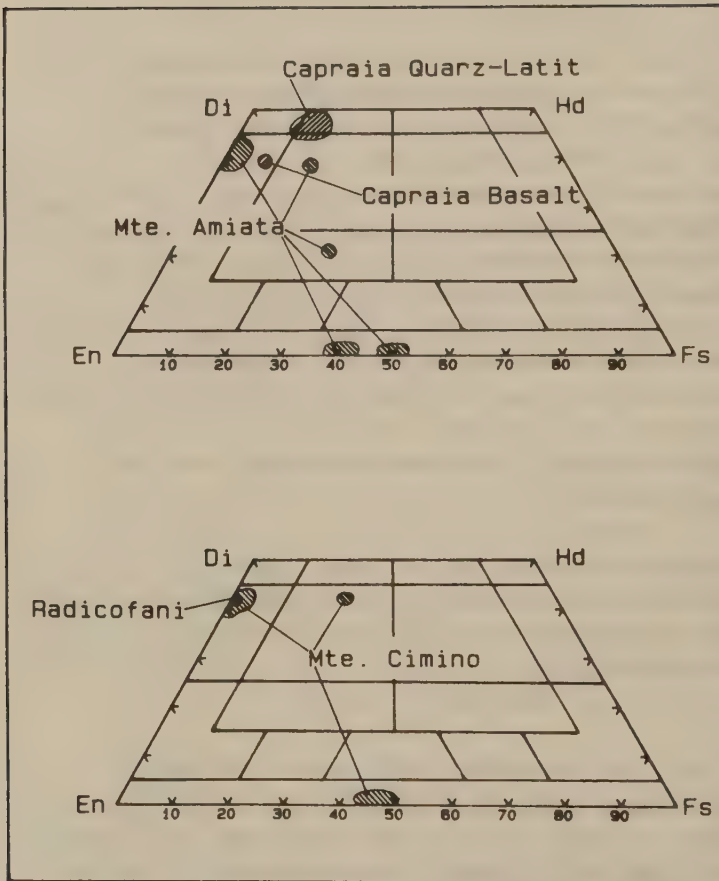


Abb. 15: Die Pyroxene der intermediären bis basischen Vulkanite im Diopsid-Hedenbergit-Ferrosilit-Estatit-Trapez

Endiopsid ($\text{Ca}_{45-46} \text{Mg}_{52-54} \text{Fe}_{1-2}$), daneben kommt Ca-reicher Augit (Amiata: $\text{Ca}_{41} \text{Mg}_{40} \text{Fe}_{19}$; Cimino: $\text{Ca}_{43} \text{Mg}_{37} \text{Fe}_{19}$) und im Mte. Amiata Ca-armere Augit ($\text{Ca}_{30} \text{Mg}_{45} \text{Fe}_{25}$) vor.

Orthopyroxen in beiden Vulkaniten ist Hypersthen (Fs_{40-50}).

Auffällig in beiden intermediären Extrusiva sind die hohen Mg-Konzentrationen in den meisten Klinopyroxenen (Endiopside), denn sie deuten auf ein sehr hohes Mg:Fe-Verhältnis in der Ausgangsschmelze der Magmenkörper hin.

Hinzu kommen hohe Cr-Konzentrationen in den Endiopsiden vom Mte. Cimino (max. 0,65 Gew. % Cr_2O_3) und mittlere Gehalte (max. 0,27 Gew. % Cr_2O_3) im Mte. Amiata. Diese Werte der Elemente Mg und Cr deuten darauf hin, daß die Minerale (zumindest im Mte. Cimino) in einem basischen, möglicherweise auch ultrabasischen Milieu auskristallisiert sind. Im Falle des Mte. Cimino kann unter Berücksichtigung der sehr hohen Mg-Werte in den Olivinen (Fo_{87}) ein ultrabasisches Milieu als wahrscheinlich gelten (vgl. Duda und Schminke 1985).

Klinopyroxen ($\text{Ca}_{43-45} \text{Mg}_{50-52} \text{Fe}_5$) in den Vulkaniten von Radicofani zeichnet sich durch hohe Mg- und Cr_2O_3 -Konzentrationen aus. Er fällt wie auch die Mehrzahl der Klinopyroxene des Mte. Amiata und des Mte. Cimino ins Endiospid-Feld und ist damit als Cr-Endiopsid (max. 1,03 Gew. % Cr_2O_3) anzusprechen.

Das Bildungsniveau dieser Kristalle muß im oberen Mantel gelegen haben. Duda und Schminke (1985) geben für geochemisch sehr ähnliche Cr-Diopside in den Peridotiten des Dreiser Weiher ein Bildungsniveau von maximal 50km Tiefe an.

Zusammenfassung:

Die Untersuchungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde zeigen, daß die intermediären Vulkanite im E der Toskanischen Magmenprovinz nicht immer im Gleichgewicht mit ihren porphyrischen Einsprenglingsmineralen stehen:

- Im Latit des Mte. Amiata sind die Endiopside wesentlich Mg-reicher als die chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins erwarten läßt.
- Im Latit bis Olivin-Latit des Mte. Cimino tritt sowohl sehr Fo-reicher Olivin als auch sehr Mg- und Cr-reicher Klinopyroxen auf.
- Der Latit-Andesit von Radicofani führt bei relativ hohen SiO_2 -Werten (56,98 Gew. %) basischen Plagioklas (An_{80}) Mg-reichen Olivin (Fo_{75}) und Cr-Endiopsid (max. 1,03 Gew. % Cr_2O_3).

Dies deutet darauf hin, daß der größte Teil der Einsprenglingsminerale in wesentlich basischerem Milieu auskristallisiert ist, als die heutige chemische Zusammensetzung des Gesteins vermuten läßt.

Der Vulkanit von Radicofani und in eingeschränktem Maße auch der Olivin-Latit des Mte. Cimino zeigen damit eine mineralogische Zusammensetzung, die den Einfluß von ultrabasischen Schmelzen bei der Bildung der Einsprenglingsminerale nicht ausschließt.

In den Vulkaniten der Insel Capraia besitzen die Einsprenglingsminerale eine Zusammensetzung, die auf ein chemisches Gleichgewicht mit dem jeweiligen Gesamtgestein hindeutet. Lediglich die Olivin-Kristalle in den Trachybasalten weisen hohe Mg-Konzentrationen (Fe_{85}) auf und können als Frühkristallite gedeutet werden.

Die SiO_2 -reichen Vulkanite von San Vincenzo und Roccastrada führen Fe- oder Mg-reichen Cordierit, der bei maximal 23km Tiefe in die Schmelzen gelangt sein kann.

Im Magmatit von Roccastrada treten porphyrische Plagioklaskristalle auf, die wesentlich basischer sind, als die Matrixplagioklase. Dies deutet auf einen zunehmenden SiO_2 -Gehalt in der Schmelze während der Differentiation hin. Gründe dafür können in der Aufschmelzung SiO_2 -reicher Krustengesteine und Mischung mit einem intermediären Magma liegen, oder in der magmatischen Differentiation einer sauren bis intermediären Schmelze.

	Extrusiva		Intrusiva	
	Roccastrada	San Vincenzo	Mte. Capanne	Gavorrano
Relikt.	Cordierit	Cordierit	Granat	-
Minerale	Quarz	Quarz		
Matrixanteil	52,4%	53,8%	-	-
Kristall.-	Biotit	Biotit	Biotit	Biotit
abfolge	Plagioklas	Plagioklas	Plagioklas	Plagioklas
	Quarz	Quarz	Orthoklas	Orthoklas
	Sanidin	Sanidin	Quarz	Quarz
Umwandlungen	Pinitisierung des Cordierits		Häufige Zersetzung von Plagioklas und Biotit in Serizit und Chlorit	

Tab. 17: Vergleich der petrographischen Merkmale zwischen Si-reichen Vulkaniten und Plutoniten (am Beispiel von Roccastrada, San Vincenzo, Mte. Capanne und Gavorrano)

3.13. Zusammenfassung der petrographischen Ergebnisse

Plutonite

Die Intrusivkörper der Toskanischen Magmenprovinz fallen nach der Streckeisen-Klassifikation (1976) für Plutonite bis auf den Mte. Capanne Granodiorit ins Feld der Granite oder Alkaligranite (Abb. 16). Ihr akzessorischer Bestand an Mineralen der mittel- hochgradigen Regionalmetamorphose (Cordierit, Andalusit, Sillimanit, Granat) deutet auf Schmelzbildung im flachen bis mittleren Krustenniveau hin (Tab. 17). Vorherrschend roter Biotit und das Auftreten von Muskovit in den Plutoniten bestätigt nach Pitcher (1982) die Theorie einer Krusten-anatexis ebenso wie das Vorkommen von riesenwüchsigem K-Feldpat in einigen Lokalitäten (Elbaner Magmatite, Giglio, Gavorrano). Am Beispiel der K-Großfeldspäte des Mte. Capanne Granodiorits kann anhand von Einschlußmineralen die Kristallisationsabfolge Biotit-Plagioklas-Orthoklas-Quarz festgestellt werden. Die Bildung der leukokraten Mineralphasen (auch der K-Großfeldspäte) hält bis in die Endphase der Kristallisation des Magmenkörpers an. Das völlige Fehlen der mafischen Mineralphasen Olivin, Pyroxen und Amphibol und von intermediären bis basaltischen Xenolithen spricht gegen eine magmatische Differentiation aus einem basischen Magma und gegen Magma-Mixing zwischen Krustenanatexiten und Mantelderivaten.

Vulkanite

Die Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz sind im petrographischen Befund wesentlich inhomogener als die Plutonite und lassen sich in drei Gruppen unterteilen:

1. Die Cordierit-führenden si-reichen Vulkanite

Die zähflüssigen Laven und Staukuppen der Vulkanite Roccastrada und San Vincenzo führen reliktsche, stark korrodierte Einsprenglinge von Quarz und akzessorisch Mineralphasen einer hochgradigen Metamorphose (Cordierit und Sillimanit). Dies deutet auf eine Anatexis im Krustenniveau hin.

Indizien für eine Beeinflussung des Vulkanits von San Vincenzo durch ein basisches Magma sind das Auftreten von augitischem Pyroxen mit Klinopyroxen-Anwachsringen (sehr ähnlich den Klinopyroxenen der intermediären Vulkanite) und von porphyrischem Plagioklas von andesitischer bis labradoritischer Zusammensetzung, die auf ein intermediäres Entstehungsmilieu hindeutet.

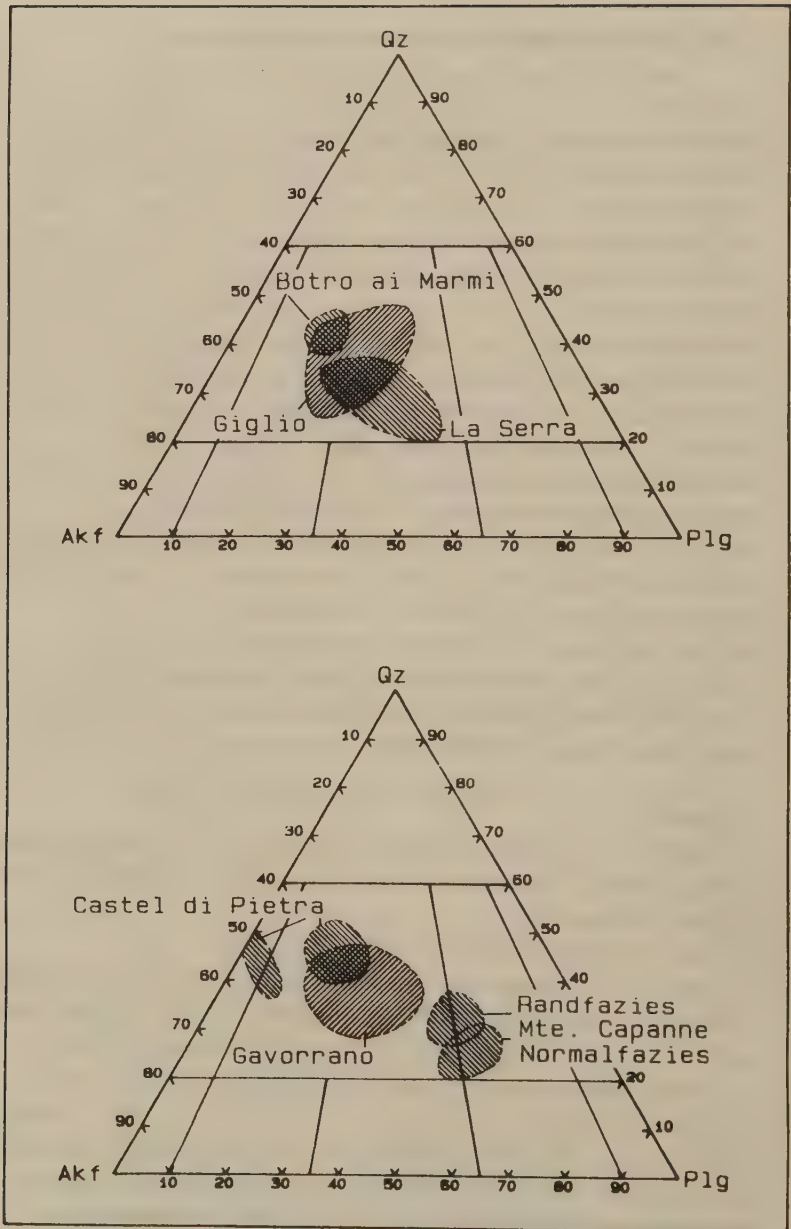


Abb. 16: Die Intrusiva der Toskanischen Magmenprovinz in der Klassifikation für Plutonite nach Streckeisen (1976)

2. Die intermediären Vulkanite

Die Ignimbrite, Rheoignimbrite und Laven des Mte. Amiata und des Mte. Cimino führen porphyrische Einsprenglinge von Quarz, Sanidin (häufig in den älteren Ignimbriten), Plagioklas, Klino- und Orthopyroxen, und Olivin (vorherrschend in den jüngeren Lavaströmen), die zum Teil nicht im geochemischen Gleichgewicht mit dem Gesamtgestein stehen.

In allen Extrusiv-Phasen beider Lokalitäten treten im Klino- und Orthopyroxen sowie im Plagioklas deutliche Anwachsringe auf, die auf eine Änderung der Magmenzusammensetzung (auch der volatilen Bestandteile) oder der physikalischen Rahmenbedingungen hindeuten.

Die latitischen und quarzlatitischen Ignimbrite der Insel Capraia führen vorherrschend porphyrischen Plagioklas, Klino- und Orthopyroxen. Selten tritt porphyrischer Quarz, Sanidin, Olivin und Tremolit auf.

Das seltene Auftreten von Quarz und Sanidin ist möglicherweise ein Indiz für eine Differentiation aus einem basaltischen Magma mit nur geringem Einfluß einer Krustenkontamination.

Anwachssäume an den Pyroxenen und Plagioklasen sprechen ebenso wie zwei Biotit-Generationen für eine Änderung der Magmenzusammensetzung.

Die Beobachtung, daß während der Hauptkristallisations-Phase der Pyroxene und der Plagioklase eine Veränderung der Magmenzusammensetzung in allen intermediären Intrusivgesteinen stattfand, ist wahrscheinlich durch Magma-Mixing zwischen einem krustenanatektischen Edukt (mit porphyrischem Quarz und Sanidin) und einer basischen Schmelze (mit bereits auskristallisierten) mafischen Mineralphasen zu erklären.

3. Der Basalt von Capraia und der Latit-Andesit von Radicofani

Die Vulkanite Capraia und Radicofani führen Olivin und Pyroxen (Orthopyroxen, nur selten Klinopyroxen) in einer feinkörnigen (Plagioklas-reichen) oder hyalinen Matrix. Sie sind somit als Mantelderivate anzusprechen.

Die Einsprenglingsminerale Plagioklas, Pyroxen und Olivin stehen im Latit-Andesit von Radicofani nicht im chemischen Gleichgewicht mit dem Gesamtgestein, die Minerale müssen in einem basischeren, möglicherweise ultrabasischen Milieu auskristallisiert sein.

Ein Krustenkontamination ist in beiden Vulkaniten möglich, aber nicht sicher nachzuweisen.

4. Geochemie

Ziel der geochemischen Untersuchungen ist es, eine einheitliche Datenbank der Haupt-, Neben- und Spurenelemente aller Magmatite der Toskanischen Magmenprovinz zu erstellen, die einzelnen Magmatite geochemisch zu klassifizieren und Aussagen über die Entstehungsgeschichte der Magmenkörper zu machen. Es soll versucht werden, Magmatite ähnlicher Genese zusammenzufassen, um eine regionale Untergliederung der gesamten Magmenprovinz zu treffen.

4.1. Geochemische Kurzbeschreibungen

4.1.1. Die Plutonite

Die Intrusiva der Toskana weisen bis auf den Mte. Capanne Granodiorit von Westelba allgemein einen granitischen Chemismus auf. Gemeinsam ist allen Plutoniten eine K_2O Vormacht über Na_2O (Tab. 18-22).

Mte. Capanne Granodiorit

Der Mte. Capanne Granodiorit (Tab. 18) zeigt gegenüber den übrigen Plutoniten der Toskana mit 68,60% deutlich niedrigere SiO_2 -Gehalte, bei leicht erhöhten TiO_2 -, MgO - und CaO -Werten (0,42% TiO_2 , 1,34% MgO , 2,48% CaO).

Im Vergleich mit Granodioriten durchschnittlicher Zusammensetzung nach Le Maitre (1976), Nockolds (1954) und Daly (1933) besitzt die Intrusion des Mte. Capanne erhöhte SiO_2 und K_2O -Werte bei geringen Na_2O -Konzentrationen.

Mittellelba-Porphyr

Der Mittellelba-Porphyr kann als Subvulkan sowohl mit Extrusiv-, als auch mit Intrusivgesteinen verglichen werden. In seinem Chemismus weist er hohe Ähnlichkeiten mit typischen Graniten oder Rhyodaziten (Le Maitre 1976; Nockolds 1954) auf (Tab. 18).

Eine deutliche Abweichung von den Durchschnittsdaten kann nur für CaO festgestellt werden, das mit 1,05% deutlich unter den Vergleichsanalysen von Nockolds (1954) und Le Maitre (1976) liegt.

Granit von La Serra

Der Intrusionskörper von La Serra wurde von Marinelli (1955) aufgrund des petrographischen Befundes als Quarz-Monzonit beschrieben; nach moderner Nomenklatur (Streckeisen 1976) ist er als Granit anzusprechen.

Mte. Capanne Granodiorit (n = 19)										
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max	
SiO ₂	68,60	1,46	66,41	71,77	V	87	40	37	229	
TiO ₂	0,42	0,10	0,26	0,65	Cr	49	114	0	406	
Al ₂ O ₃	15,50	0,56	14,35	16,75	Co	5	3	2	13	
Fe ₂ O ₃ *	3,03	0,48	2,24	3,92	Ni	17	13	0	44	
MnO	0,50	0,01	0,04	0,07	Cu	60	81	10	293	
MgO	1,34	0,32	0,75	1,75	Zn	137	54	14	248	
CaO	2,48	0,73	0,48	3,38	Ga	24	10	17	56	
Na ₂ O	3,46	0,32	2,83	4,05	Rb	262	49	217	428	
K ₂ O	4,02	0,38	3,51	5,05	Sr	156	33	82	212	
P ₂ O ₅	0,16	0,05	0,08	0,30	Y	27	9	11	58	
GV	0,76	0,47	0,40	2,27	Zr	135	32	90	218	
Sum	100,27				Pb	67	34	34	146	
Fe ₂ O ₃	0,39	0,18	0,08	0,79						
FeO	2,38	0,45	1,63	3,30						
Porto Azzurro, Lokalität La Serra (n = 6)										
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max	
SiO ₂	72,27	0,54	71,27	72,90	V	59	8	49	69	
TiO ₂	0,38	0,06	0,30	0,46	Cr	8	9	0	20	
Al ₂ O ₃	13,90	0,57	13,24	14,94	Co	4	1	3	4	
Fe ₂ O ₃ *	2,66	0,23	2,38	3,01	Ni	18	9	3	30	
MnO	0,04	0,08	0,03	0,05	Cu	14	5	9	22	
MgO	0,85	0,09	0,73	1,01	Zn	125	28	88	166	
CaO	2,11	0,25	1,68	2,35	Ga	19	1	17	20	
Na ₂ O	2,91	0,34	2,39	3,31	Rb	196	21	181	235	
K ₂ O	3,81	0,27	3,55	4,29	Sr	152	9	142	162	
P ₂ O ₅	0,16	0,03	0,12	0,19	Y	30	3	27	34	
GV	0,76	0,18	0,61	0,99	Zr	155	19	134	181	
Sum	99,85				Pb	39	8	29	51	
Fe ₂ O ₃	0,35	0,10	0,21	0,45						
FeO	2,08	0,15	1,93	2,30						
Mittelalbaporphyr (n = 13)										
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max	
SiO ₂	70,32	2,78	65,98	74,37	V	55	33	0	119	
TiO ₂	0,30	0,18	0,01	0,72	Cr	26	72	0	262	
Al ₂ O ₃	15,25	1,16	12,98	17,10	Co	3	1	2	6	
Fe ₂ O ₃ *	2,34	0,92	0,65	4,12	Ni	16	8	1	31	
MnO	0,04	0,01	0,03	0,06	Cu	32	29	11	120	
MgO	0,92	0,56	0,10	2,36	Zn	145	60	54	248	
CaO	1,05	0,87	0,34	3,35	Ga	23	3	19	29	
Na ₂ O	3,79	0,70	2,75	5,44	Rb	301	48	205	407	
K ₂ O	4,25	0,58	3,21	5,46	Sr	130	73	5	242	
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,02	0,24	Y	28	8	13	43	
GV	1,55	0,44	0,64	2,10	Zr	133	39	77	243	
Sum	99,93				Pb	74	33	26	133	
Fe ₂ O ₃	1,02	0,40	0,31	1,73						
FeO	1,18	0,57	0,31	2,43						

Tab. 18: Geochemische Durchschnittsanalysen der Magmatite der Insel Elba

Ein Vergleich der Haupt- und Nebenelemente (Tab. 18) zeigt eine größere Ähnlichkeit mit Graniten (nach Le Maitre 1976) als mit Quarz-Monzoniten (nach Nockolds 1954).

Für alle jungen Magmatite der Insel Elba gilt, daß ihre K_2O/Na_2O Verhältnisse im Vergleich zu den übrigen intermediären bis sauren Magmen der Toskana mit 1,1 -1,33 relativ niedrig liegen.

Granit von Giglio

Der Magmatit von Giglio gleicht in fast allen Elementverteilungen (Tab. 19) dem Durchschnitt typischer Granite nach Le Maitre (1976). Nur die Verteilung der Alkalien mit einem geringen durchschnittlichen Wert für Na_2O (2,37%) und einer hohen K_2O -Konzentration (4,71%) ist ungewöhnlich.

Giglio, Granit (n = 12)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max
SiO ₂	71,50	2,44	69,00	75,41	V	67	32	13	104
TiO ₂	0,37	0,20	0,01	0,55	Cr	10	11	0	26
Al ₂ O ₃	14,28	0,77	12,93	15,21	Co	4	1	1	5
Fe ₂ O ₃ *	2,95	0,94	0,91	3,90	Ni	27	10	12	50
MnO	0,05	0,01	0,04	0,07	Cu	38	18	14	78
MgO	0,95	0,44	0,05	1,57	Zn	196	49	112	296
CaO	1,81	0,67	0,68	2,58	Ga	20	2	17	23
Na ₂ O	2,37	0,34	1,81	3,10	Rb	284	42	251	401
K ₂ O	4,71	0,48	4,11	5,68	Sr	94	48	0	192
P ₂ O ₅	0,20	0,07	0,05	0,27	Y	28	4	16	33
GV	0,67	0,17	0,27	0,92	Zr	127	36	53	176
Sum	99,86				Pb	110	36	69	194
Fe ₂ O ₃	0,53	0,12	0,31	0,72					
FeO	2,18	0,86	0,54	3,11					

Tab. 19: Geochemische Durchschnittsanalysen des Granits von Giglio

Granit von Botro ai Marmi

Der kleine Intrusionskörper von Botro ai Marmi zeigt in den Elementverteilungen von Al₂O₃, FeO, Na₂O und K₂O für einen Granit untypische Gehalte (Tab. 20).

Er weist mit 16,03% Al₂O₃ und 6,17% K₂O die höchsten Werte aller toskanischen Magmatite auf, während die FeO+Fe₂O₃-Gehalte mit 0,44% sehr niedrig liegen.

Das Na₂O ist mit durchschnittlich 2,09% ebenfalls relativ niedrig.

Botro ai Marmi, Granit (n = 7)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	x	s	min	max
SiO ₂	72,15	0,91	70,71	73,11	V	7	6	0	17
TiO ₂	0,19	0,03	0,16	0,24	Cr	3	6	0	14
Al ₂ O ₃	16,03	0,32	15,54	16,48	Co	1	0	1	1
Fe ₂ O ₃ *	0,44	0,09	0,35	0,57	Ni	36	14	18	60
MnO	0,02	0,01	0,01	0,03	Cu	23	10	4	37
MgO	0,87	0,22	0,67	1,27	Zn	174	30	147	222
CaO	1,38	0,18	1,21	1,72	Ga	24	3	19	27
Na ₂ O	2,09	0,34	1,62	2,60	Rb	387	38	339	427
K ₂ O	6,17	0,46	5,35	6,61	Sr	165	65	104	289
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,05	0,17	Y	10	8	5	29
GV	0,95	0,17	0,88	1,08	Zr	78	37	44	155
Sum	100,39				Pb	155	116	53	374
Fe ₂ O ₃	0,32	0,06	0,25	0,40					
FeO	0,12	0,02	0,09	0,15					

Tab. 20: Geochemische Durchschnittsanalysen des Granits von Botro ai Marmi

Granit von Castel di Pietra

Der Granit von Castel di Pietra (Tab. 21) hat neben hohen FeO+Fe₂O₃-Werten (3,30%) die für die toskanischen Magmatite typischen K₂O-Gehalte (5,50%) bei geringen Na₂O-Konzentrationen (1,66%). Das K₂O/Na₂O Verhältnis ist dementsprechend hoch mit 3,30:1.

Der Intrusionskörper enthält nach dem Mte. Capanne Granodiorit die geringsten SiO₂-Gehalte der untersuchten Plutonite.

Castel di Pietra, Granit (n = 14)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	x	s	min	max
SiO ₂	69,98	1,91	63,99	72,40	V	76	18	18	102
TiO ₂	0,42	0,08	0,24	0,58	Cr	10	12	0	39
Al ₂ O ₃	14,81	0,67	13,36	16,39	Co	4	1	2	6
Fe ₂ O ₃ *	3,30	0,54	2,13	4,64	Ni	19	10	0	32
MnO	0,14	0,18	0,05	0,58	Cu	29	7	19	41
MgO	1,26	0,38	0,63	2,25	Zn	150	40	69	223
CaO	1,50	0,48	0,63	2,61	Ga	21	1	18	23
Na ₂ O	1,66	0,77	0,0	2,38	Rb	287	30	248	344
K ₂ O	5,50	0,76	4,58	7,18	Sr	112	41	62	218
P ₂ O ₅	0,22	0,05	0,16	0,32	Y	22	4	17	30
GV	1,56	0,49	0,79	2,78	Zr	131	22	95	168
Sum	100,35				Pb	70	43	33	195
Fe ₂ O ₃	0,58	0,27	0,10	0,95					
FeO	2,44	0,60	1,28	3,55					

Tab. 21: Geochemische Durchschnittsanalysen des Granits von Castel di Pietra

Gavorrano, Alkaligranit (n = 11)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	x	s	min	max
SiO ₂	73,86	3,51	66,63	78,17	V	57	42	3	140
TiO ₂	0,24	0,25	0,03	0,80	Cr	2	4	0	13
Al ₂ O ₃	13,71	1,79	13,03	15,90	Co	3	2	2	7
Fe ₂ O ₃ *	2,43	1,24	1,18	4,88	Ni	12	8	2	26
MnO	0,06	0,02	0,03	0,08	Cu	23	8	11	42
MgO	0,55	0,40	0,13	1,41	Zn	145	19	116	175
CaO	0,59	0,59	0,11	2,27	Ga	23	4	17	31
Na ₂ O	1,40	0,82	0,18	2,88	Rb	400	115	252	587
K ₂ O	5,85	0,96	5,52	7,68	Sr	42	57	0	161
P ₂ O ₅	0,14	0,07	0,08	0,29	Y	23	11	0	36
GV	1,26	0,36	0,80	1,85	Zr	91	71	8	221
Sum	100,09				Pb	106	55	55	220
Fe ₂ O ₃	0,69	0,16	0,52	0,99					
FeO	1,56	1,18	0,34	3,91					

Tab. 22: Geochemische Durchschnittsanalysen des Granits von Gavorrano

Alkaligranit von Gavorrano

Der SiO₂-reichste Plutonit der Toskana ist der Alkaligranit von Gavorrano (Tab. 22). Seine durchschnittliche chemische Zusammensetzung entspricht der eines Alkaligranits nach Nockolds (1954). Unterschiede gibt es allein in der Verteilung der Alkalien. Seine durchschnittliche K₂O-Konzentration (5,85%) ist etwa 0,7% höher als die Angabe von Nockolds, während der Na₂O-Gehalt (1,40%) etwa 2,0% unter dem Durchschnittswert liegt.

4.1.2. Vulkanite

Rhyolith von San Vincenzo

Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung des Vulkanits von San Vincenzo (Tab. 23) entspricht dem des Durchschnitts-Rhyoliths nach Le Maitre (1976).

Gegenüber den Daten von Le Maitre sind in San Vincenzo Al₂O₃ (15,12%) und CaO (2,02%) erhöht, wogegen für Na₂O (2,83%) und SiO₂ (70,00%) geringere Werte zu verzeichnen sind.

San Vincenzo, Rhyolith (n = 13)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max
SiO ₂	70,00	2,25	64,02	72,22	V	48	10	34	66
TiO ₂	0,28	0,05	0,22	0,37	Cr	19	16	2	58
Al ₂ O ₃	15,12	1,17	14,30	18,90	Co	3	1	2	4
Fe ₂ O ₃ *	2,39	0,32	1,80	2,74	Ni	15	8	6	34
MnO	0,04	0,01	0,02	0,06	Cu	20	9	10	37
MgO	0,79	0,18	0,55	1,20	Zn	90	21	61	126
CaO	2,02	0,47	1,59	3,46	Ga	22	1	19	24
Na ₂ O	2,83	0,22	2,33	3,21	Rb	310	48	198	393
K ₂ O	4,62	0,43	3,49	5,13	Sr	116	34	55	182
P ₂ O ₅	0,13	0,04	0,07	0,18	Y	21	5	14	29
GV	1,57	0,88	0,54	3,69	Zr	108	23	76	149
Sum	99,79				Pb	45	10	33	70
Fe ₂ O ₃	1,31	0,20	1,06	1,67					
FeO	0,98	0,23	0,63	1,51					

Tab. 23: Geochemische Durchschnittsanalysen des Vulkanits von San Vincenzo

Alkalirhyolith von Roccastrada

Die SiO₂-reichen Laven und Staukuppen von Roccastrada (Tab. 24) entsprechen chemisch weitgehend Alkalirhyolithen nach Nockolds (1954). Nur das gering vertretene Na₂O (2,21%) und die leicht erhöhten Al₂O₃-Gehalte (13,42%) sind ungewöhnlich.

Roccastrada, Alkalirhyolith (n = 21)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max
SiO ₂	74,54	1,19	72,80	77,35	V	31	10	2	42
TiO ₂	0,23	0,22	0,10	1,08	Cr	7	8	0	31
Al ₂ O ₃	13,42	0,41	12,94	14,82	Co	2	1	1	3
Fe ₂ O ₃ *	1,71	0,41	0,56	2,24	Ni	18	8	5	32
MnO	0,04	0,01	0,01	0,06	Cu	19	8	6	33
MgO	0,33	0,09	0,11	0,49	Zn	115	45	59	264
CaO	0,89	0,27	0,32	1,66	Ga	22	2	18	25
Na ₂ O	2,21	0,45	1,38	3,06	Rb	397	44	353	552
K ₂ O	4,80	0,24	4,50	5,59	Sr	16	15	0	52
P ₂ O ₅	0,10	0,03	0,02	0,13	Y	31	10	19	68
GV	1,65	0,48	0,84	2,68	Zr	88	18	59	117
Sum	99,92				Pb	65	35	30	191
Fe ₂ O ₃	1,07	0,29	0,25	1,44					
FeO	0,57	0,12	0,28	0,75					

Tab. 24: Geochemische Durchschnittsanalysen des Vulkanits von Roccastrada

Latite des Mte. Amiata

Haupt- und Nebenelementgehalte der Gesteine des Mte. Amiata (Tab. 25) entsprechen weitgehend den durchschnittlichen Werten von Latiten und Rhyodaziten. Auffällig ist die große Spannbreite der Gehalte von SiO_2 , Al_2O_3 und CaO:

Die Konzentrationen für SiO_2 schwanken zwischen 59,76 und 68,30%, die Werte für Al_2O_3 und CaO variieren zwischen 14,38 und 20,03% bzw. zwischen 1,74 und 4,72%. Die jüngeren SiO_2 -ärmeren Lavaströme zeigen höhere Al_2O_3 und CaO-Anteile.

Die MgO- und K_2O -Werte (1,40% bzw. 5,58%) liegen über denen durchschnittlicher Latite und Rhyodazite (1,0% bzw. 3,5% nach Le Maitre 1976), die Na_2O Konzentrationen (1,83%) nahezu 2% darunter. Das $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis liegt, wie in fast allen übrigen Magmatiten der Toskanischen Magmenprovinz, bei etwa 3 : 1.

Mte. Amiata (n = 30)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max
SiO_2	64,22	2,3	59,76	68,30	V	39	11	25	63
TiO_2	0,50	0,06	0,38	0,63	Cr	62	25	18	136
Al_2O_3	16,82	1,47	14,38	20,03	Co	5	7	2	40
Fe_2O_3^*	4,20	0,91	1,96	5,66	Ni	27	12	5	65
MnO	0,04	0,02	0,0	0,09	Cu	24	8	12	49
MgO	1,40	0,39	0,81	2,15	Zn	61	11	45	88
CaO	3,24	0,93	1,74	4,72	Ga	20	1	18	22
Na_2O	1,83	0,19	1,55	2,27	Rb	389	64	249	490
K_2O	5,58	0,37	4,94	6,33	Sr	332	71	225	491
P_2O_5	0,25	0,15	0,04	0,69	Y	30	18	21	127
GV	1,82	0,66	0,37	3,37	Zr	209	21	167	255
Sum	99,90				Pb	271	193	71	878
Fe_2O_3	1,73	0,46	0,48	2,28					
FeO	2,21	0,57	1,07	3,17					

Tab. 25: Geochemische Durchschnittsanalysen der Vulkanite des Mte. Amiata

Die Spurenelementgehalte der latitischen bis rhyodazitischen Laven des Mte. Amiata liegen bei Rb (389 ppm) und Pb (271 ppm) über den Durchschnitts-Gehalten gewöhnlicher Magmen des gleichen Typs.

(Vergleichsdaten Rb: Hedge 1966: 40 ppm; McDougall und Compston 1965: 50ppm; Hurley et al. 1962: 88 ppm; Vergleichsdaten Pb: Flanagan 1973: 35 ppm; Cuturic und Karamata 1967: 22-110 ppm).

Latite des Mte. Cimino

Die unterschiedlichen Laven des Mte. Cimino (Tab. 26a) entsprechen weitgehend den Durchschnittswerten von Latiten und Trachyandesiten nach Le Maitre (1976) und Nockolds (1954).

Die MgO- und CaO-Gehalte des Extrusivkörpers variieren stark (1,60-4,32% MgO und 2,98 - 7,01% CaO), wobei die MgO-Konzentrationen im Unterschied zu CaO eine deutliche Bimodalität aufweisen:

18 der 22 untersuchten Proben enthalten durchschnittlich etwa 2,1% MgO, während die übrigen vier Proben bei stark erhöhten Ni- und Cr-Werten im Durchschnitt 3,58% MgO führen (Tab. 26b).

Die Alkalien kommen in den Laven des Mte. Cimino mit durchschnittlich 7,8% $K_2O + Na_2O$ vor (5,8% K_2O , 2% Na_2O).

Somit erreicht das K_2O/Na_2O -Verhältnis einen Wert von etwa 3:1; dies ist ungewöhnlich für Magmatite intermediärer Zusammensetzung. Nach Le Maitre (1976), Nockolds (1954) und Daly (1933) enthalten intermediäre Magmen häufig jeweils etwa 3-4% K_2O und Na_2O .

Vergleicht man die durchschnittlichen Spurenelementgehalte der Latite des Mte. Cimino mit Latiten und Trachyandesiten durchschnittlicher Zusammensetzung, so ragt in den Magmatiten des Mte. Cimino lediglich Rb mit 324ppm und Pb mit 106ppm heraus (Vergleichsdaten Rb: McDougall und Compston 1965: 50 ppm; Taylor und White 1966: 46 ppm; Vergleichsdaten Pb: Flanagan 1973: 35 ppm; Oversby und Ewart 1972: 48 ppm).

Der Zr-Wert ist mit 250 ppm ebenfalls leicht erhöht (Vergleichsdaten: Chao und Fischer 1960: 136-200 ppm; Ewart et al. 1968: 80-110 ppm).

In einigen Spurenelementverteilungen zeigen die Laven des Mte. Cimino eine deutliche Bimodalität (Tab. 26c).

Während 18 der 22 untersuchten Proben des Mte. Cimino mit durchschnittlich 23 ppm Cr und 22 ppm Ni geringe Gehalte aufweisen, zeigen vier Proben (Probe-Nr. CI 2, CI 3, CI 16, CI 21) erhöhte Konzentrationen von 203 ppm Cr und 109 ppm Ni.

Deutlich erhöht in den vier Proben sind außerdem die Zr-Konzentrationen von 352ppm, während die Werte für das Pb niedrig liegen (21 ppm).

a)									
Mte. Cimino gesamt (n = 22)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max
SiO ₂	61,12	1,34	58,47	62,87	V	56	8	43	72
TiO ₂	0,73	0,07	0,63	0,86	Cr	56	76	0	260
Al ₂ O ₃	15,85	0,73	14,83	17,32	Co	7	2	5	10
Fe ₂ O ₃ *	5,76	0,42	5,03	6,81	Ni	37	38	6	142
MnO	0,08	0,01	0,05	0,11	Cu	27	10	17	59
MgO	2,40	0,75	1,60	4,32	Zn	58	5	49	72
CaO	4,41	0,96	2,98	7,01	Ga	19	2	16	22
Na ₂ O	1,96	0,24	1,60	2,43	Rb	345	79	230	549
K ₂ O	5,82	0,47	4,64	6,59	Sr	457	48	383	593
P ₂ O ₅	0,47	0,11	0,19	0,70	Y	26	2	23	29
GV	0,86	0,49	0,16	2,01	Zr	250	54	196	392
Sum	99,46				Pb	106	81	11	309
Fe ₂ O ₃	2,32	0,26	2,04	3,27					
FeO	3,10	0,33	2,55	3,71					
b)									
Mte. Cimino Cr,Ni arm (n = 18)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max
SiO ₂	61,37	1,1	58,69	62,87	V	55	8	43	72
TiO ₂	0,71	0,05	0,63	0,79	Cr	23	23	0	82
Al ₂ O ₃	15,84	0,67	14,91	17,32	Co	7	1	5	10
Fe ₂ O ₃ *	5,76	0,40	5,03	6,81	Ni	22	13	6	42
MnO	0,07	0,01	0,06	0,11	Cu	23	5	17	31
MgO	2,14	0,46	1,60	3,2	Zn	58	6	49	72
CaO	4,37	0,99	2,98	7,01	Ga	20	1	17	22
Na ₂ O	1,98	0,25	1,60	2,43	Rb	324	57	230	432
K ₂ O	5,73	0,46	4,64	6,37	Sr	464	47	405	593
P ₂ O ₅	0,47	0,09	0,37	0,70	Y	26	2	23	29
GV	0,86	0,51	0,16	2,01	Zr	227	21	196	266
Sum	99,30				Pb	125	77	34	309
Fe ₂ O ₃	2,26	0,15	2,04	2,69					
FeO	3,06	0,29	2,59	3,71					
c)									
Mte. Cimino Cr,Ni-reich (N = 4)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max
SiO ₂	59,99	1,81	58,47	62,52	V	58	8	46	63
TiO ₂	0,84	0,03	0,81	0,86	Cr	203	41	167	260
Al ₂ O ₃	15,89	1,07	14,83	17,05	Co	8	2	6	10
Fe ₂ O ₃ *	6,20	0,16	6,07	6,42	Ni	109	24	84	142
MnO	0,08	0,02	0,05	0,10	Cu	44	12	30	59
MgO	3,58	0,69	2,80	4,32	Zn	57	3	54	60
CaO	4,61	0,09	3,41	5,52	Ga	17	1	16	19
Na ₂ O	1,87	0,19	1,70	2,06	Rb	440	102	348	549
K ₂ O	6,23	0,29	5,96	6,59	Sr	424	43	383	468
P ₂ O ₅	0,45	0,20	0,19	0,62	Y	25	2	23	27
GV	0,86	0,47	0,19	1,25	Zr	352	28	330	392
Sum	100,60				Pb	21	15	11	43
Fe ₂ O ₃	2,61	0,46	2,28	3,27					
FeO	3,23	0,51	2,55	3,69					

Tab. 26: Geochemische Durchschnittsanalysen der Vulkanite des Mte. Cimino
Die Bimodalität in den Konzentrationen der Spurenelemente Cr, Ni,
Cu,Zr und Pb ist den Tabellen "b" und "c" zu entnehmen.

Latit-Andesit von Radicofani

Vergleiche des Andesites von Radicofani (Tab. 27) mit Andesiten nach Le Maitre (1976) zeigen große Ähnlichkeit mit den meisten der untersuchten Elementgehalte.

Abweichungen sind in den MgO-, P₂O₅- und den Alkali-Konzentrationen zu beobachten: MgO, K₂O und P₂O₅ liegen mit durchschnittlich 4,98%, 3,94% und 0,56% deutlich über den Durchschnitts-Konzentrationen von Andesiten (Le Maitre 1976; Nockolds 1954) mit 3,33%, 1,62% und 0,21%.

Lediglich der Na₂O-Wert in Radicofani ist mit 2,11% geringer als in den Andesiten nach Le Maitre (1976) (3,5 %).

Radicofani (n = 11)									
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max
SiO ₂	56,98	0,74	55,47	58,15	V	91	12	63	108
TiO ₂	0,86	0,09	0,75	1,05	Cr	233	46	171	307
Al ₂ O ₃	16,42	0,71	15,56	17,78	Co	16	3	9	20
Fe ₂ O ₃ *	6,85	0,46	6,33	7,86	Ni	125	26	91	167
MnO	0,11	0,01	0,09	0,13	Cu	54	8	38	63
MgO	4,86	0,51	3,98	5,95	Zn	66	23	0	86
CaO	7,00	0,93	5,67	8,55	Ga	18	1	16	20
Na ₂ O	2,11	0,33	1,47	2,47	Rb	256	73	171	381
K ₂ O	3,94	0,59	3,25	5,17	Sr	299	24	255	350
P ₂ O ₅	0,56	0,18	0,28	0,82	Y	26	1	25	27
GV	0,82	0,75	0,16	1,46	Zr	295	60	209	378
Sum	100,51				Pb	7	2	5	12
Fe ₂ O ₃	3,92	2,59	0,39	7,26					
FeO	2,64	2,13	0,39	5,54					

Tab. 27: Geochemische Durchschnittsanalysen des Latit-Andesites von Radicofani

In der Gruppe der Spurenelemente sind hohe Cr-, Ni-, Rb- und Zr-Konzentrationen zu verzeichnen.

Die Cr- und Ni-Gehalte mit 233 und 125 ppm entsprechen den Werten basaltoider Magmen (Wedepohl 1976; Taylor 1966): Sie differieren damit deutlich gegenüber durchschnittlichen Andesiten mit etwa 50 ppm Cr (Wedepohl 1976) und 3-28 ppm Ni (Taylor 1966).

Der Rb-Anteil innerhalb verschiedener Andesite schwankt sehr stark. Durchschnittliche Andesite enthalten nach Hureley (1962) 88 ppm Rb und nach Hart und Nalwork (1970) 46 ppm Rb. Sie liegen damit weit unter den Rb-Gehalten von Radicofani mit 256 ppm.

Vulkanite der Insel Capraia

Latitische Ignimbrite

Die Abweichungen der Elementgehalte in den latitischen Ignimbriten Capraias (Tab. 28a) von Durchschnittsanalysen latitischer Gesteine nach Le Maitre (1976) sind unbeträchtlich. Die SiO_2 -, MgO - und CaO -Werte der Latite liegen absolut etwa 1% höher als die Daten nach Le Maitre, während die Gesamtalkalien um etwa 1,5% geringer sind. Die Spurenelemente der latitischen Ignimbrite bleiben im Rahmen anderer intermediärer Vulkanite (Wedepohl 1976). Relativ hoch sind lediglich die Sr-Gehalte (511ppm); sie entsprechen den Konzentrationen latitischer bis andesitischer Magmatite.

Quarzlatitische Ignimbrite

Die jungen Ignimbrite Capraias (Tab. 28b) zeigen eine durchschnittliche chemische Zusammensetzung zwischen rhyodazitischen (nach Le Maitre 1976) und quarzlatitischen Magmatiten (nach Nockolds 1954). Ungewöhnlich ist lediglich der geringe Meßwert für Na_2O (2,88%). Die Spurenelementverteilung in den Quarz-Latiten entspricht derjenigen durchschnittlicher quarzlatitischer-granitoider Extrusiva (Wedepohl 1976).

Trachybasalte

Die Trachybasalte Capraias (Tab. 28c) besitzen gegenüber durchschnittlichen Trachybasalten (Le Maitre 1976; Nockolds 1954) um etwa 3% erhöhte SiO_2 - und MgO -Gehalte und um etwa 3% verringerte Al_2O_3 -Werte. Gering sind die TiO_2 - (1,39 Gew. %) und die Fe_2O_3 -Konzentrationen (9,48 Gew. %).

Die Zusammensetzung der Spurenelemente in den jungen Basalten Capraias entspricht der durchschnittlicher basaltischer bis trachybasaltischer Magmenkörper. Lediglich die Ni- (34 ppm) und Co-Konzentrationen (20 ppm) sind geringer (Wedepohl 1976; Taylor 1969) und die Rb-Gehalte (129 ppm) etwas höher als in Vergleichsdaten (Ewart und Stipp 1967a; 1967b; Erlank und Hofmeyer 1966).

* Gesamteisen

a) Capraia Trachybasalte (n = 9)										
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max	
SiO ₂	52,45	1,64	49,04	54,49	V	234	50	115	275	
TiO ₂	1,39	0,30	0,63	1,61	Cr	162	56	47	224	
Al ₂ O ₃	13,53	0,43	12,91	14,03	Co	20	11	6	45	
Fe ₂ O ₃ *	9,48	0,96	7,02	10,27	Ni	34	14	12	50	
MnO	0,13	0,18	0,10	0,16	Cu	29	11	14	46	
MgO	7,72	1,13	6,26	9,20	Zn	76	19	57	110	
CaO	7,47	0,72	5,80	8,11	Ga	18	3	15	25	
Na ₂ O	4,09	0,93	3,14	6,06	Rb	129	18	109	157	
K ₂ O	2,90	0,41	2,39	3,80	Sr	314	126	173	631	
P ₂ O ₅	0,53	0,09	0,30	0,60	Y	25	4	20	30	
GV	0,61	0,46	0,04	1,16	Zr	152	25	122	188	
Sum	100,30				Pb	9	8	5	30	
Fe ₂ O ₃	4,48	3,02	2,13	9,46						
FeO	4,51	3,10	0,35	7,28						
b) Capraia Latite (n = 8)										
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max	
SiO ₂	62,20	0,75	61,37	63,68	V	122	17	96	146	
TiO ₂	0,58	0,07	0,51	0,69	Cr	43	13	23	63	
Al ₂ O ₃	15,89	0,79	15,18	17,37	Co	6	1	5	7	
Fe ₂ O ₃ *	4,95	0,30	4,45	5,32	Ni	6	6	0	16	
MnO	0,08	0,02	0,05	0,11	Cu	15	7	3	23	
MgO	3,30	0,82	1,76	4,42	Zn	41	13	21	65	
CaO	5,48	0,52	4,77	6,07	Ga	23	2	21	25	
Na ₂ O	2,62	0,24	2,26	2,85	Rb	141	27	107	176	
K ₂ O	3,40	0,27	3,08	3,89	Sr	511	113	340	647	
P ₂ O ₅	0,23	0,05	0,18	0,31	Y	27	2	24	30	
GV	0,93	0,58	0,39	1,98	Zr	181	24	148	209	
Sum	99,65				Pb	24	4	19	34	
Fe ₂ O ₃	3,41	0,34	2,72	3,83						
FeO	1,38	0,10	1,27	1,56						
c) Capraia Quarz-Latite (n = 3)										
Gew. %	$\bar{x}$	s	min	max	ppm	$\bar{x}$	s	min	max	
SiO ₂	67,32	0,51	66,73	67,64	V	74	9	66	83	
TiO ₂	0,40	0,07	0,32	0,44	Cr	17	11	6	27	
Al ₂ O ₃	15,00	0,33	14,62	15,19	Co	3	0	3	3	
Fe ₂ O ₃ *	2,92	0,13	2,77	3,00	Ni	5	5	0	8	
MnO	0,05	0,02	0,04	0,07	Cu	5	3	3	8	
MgO	1,36	0,01	1,35	1,36	Zn	29	2	27	31	
CaO	3,08	0,18	2,88	3,22	Ga	20	1	19	20	
Na ₂ O	2,88	0,36	2,67	3,29	Rb	189	1	188	189	
K ₂ O	4,04	0,04	4,01	4,09	Sr	271	21	248	288	
P ₂ O ₅	0,21	0,06	0,14	0,24	Y	25	2	23	26	
GV	2,45	0,06	2,40	2,50	Zr	161	21	148	185	
Sum	99,71				Pb	30	1	29	31	
Fe ₂ O ₃	2,15	0,10	2,03	2,21						
FeO	0,70	0,02	0,67	0,71						

Tab. 28: Geochemische Durchschnittsanalysen der Vulkanite der Insel Capraia

4.2. Geochemische Klassifikation der Vulkanite

Die Klassifikation der Magmatite nach Streckeisen (1976, 1980) richtet sich nach dem modalen Mineralbestand. Magmatite, die nicht vollständig auskristallisiert sind und einen Glasanteil in der Matrix enthalten, sind damit nicht unmittelbar in die Streckeisen-Klassifikation einzubeziehen.

Im Fall der toskanischen Magmatite können deshalb nur die Plutonite (Mte. Capanne, La Serra, Giglio, Gavorrano, Castel di Pietra, Botro ai Marmi), in das Streckeisen-Doppeldreieck aufgenommen werden. Die hyalinen bis mikrokristallinen Vulkanite der Region sind nach ihrem Modalbestand nicht mit der Methode von Streckeisen (1980) zu klassifizieren.

Eine weitere Schwäche weist die Streckeisen-Nomenklatur durch die Vernachlässigung der Mineralkomponenten Olivin, Pyroxen und Amphibol auf. Eine Klassifikation basaltischer Magmatite in Alkalibasalte bis Tholeiite ist nicht möglich.

Die am häufigsten gebräuchliche Normberechnung, die CIPW-Norm ist ebenso wie die Meso-Norm (Winkler und Mielke 1979) nicht für die Darstellung im Streckeisen-Diagramm geeignet, weil drei normative Feldspäte Or, Ab und An berechnet werden, die keine Auskunft über die modale Aufteilung in Alkalifeldspat und Plagioklas geben.

Aus den genannten Gründen wurde deshalb nicht die Gesteinsklassifikation auf Basis des Modalbestandes (Kap. 3.12), sondern die geochemische Klassifikationen für die Einstufung der Vulkanite der Toskana herangezogen.

4.2.1. Klassifikation im Diagramm $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$

In der Klassifikation für Vulkanite auf Basis der beiden wichtigen geochemischen Parameter SiO_2 und Gesamtalkalien (Cox et al. 1980; Tab. 29) ist der Begriff der Trachyandesite (K_2O -reiches Äquivalent: Latite) strittig:

Gesteine, die nach Cox et al. (1980) ins Feld der Trachyandesite fallen sind nach Carmichael et al. (1974) identisch mit Trachybasalten.

Durchschnittsanalysen verschiedener Trachybasalte und Trachyandesite (nach Le Maitre 1976 und Nockolds 1954) bestätigen jedoch die

$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ - Klassifikation nach Cox et al. (1980).

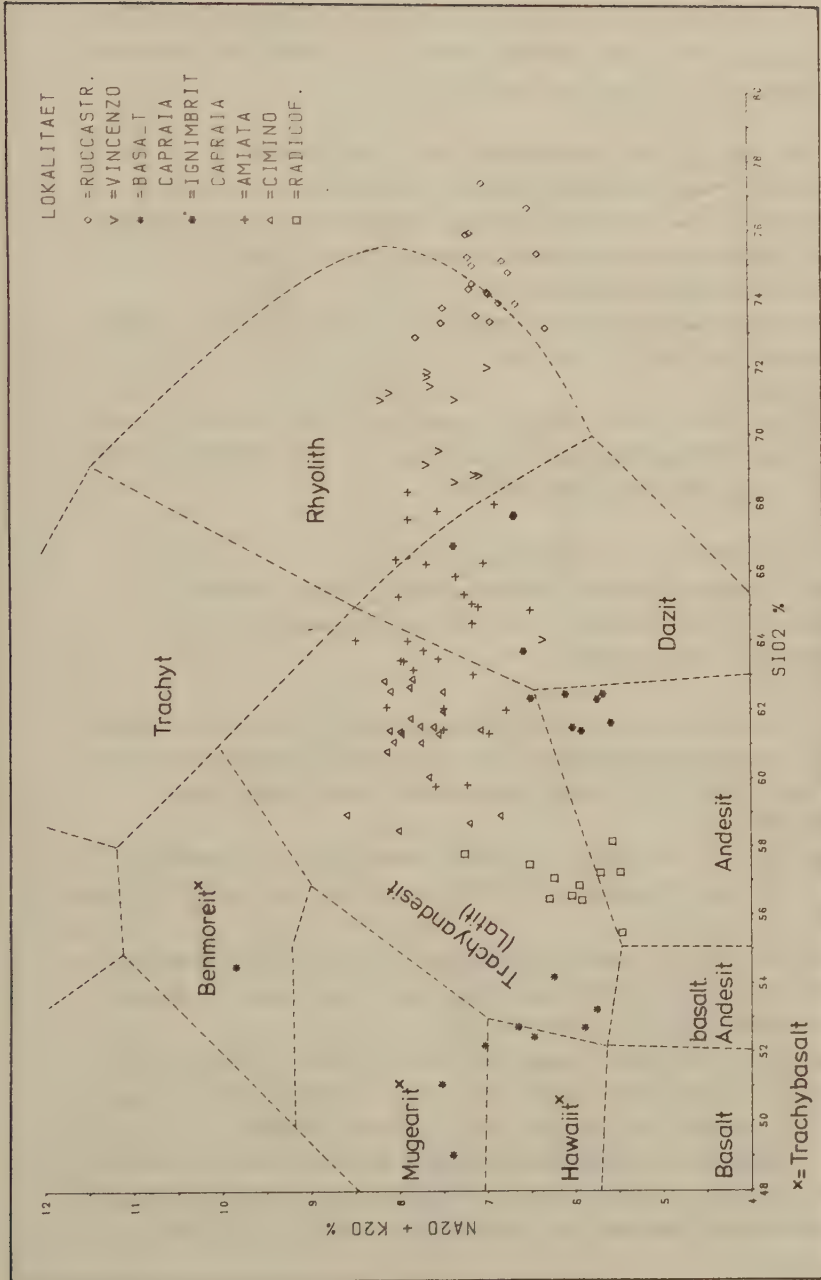


Abb. 17: Die Extrusiva der Toskanischen Magmenprovinz weisen im Diagramm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (nach Cox et al. 1980) trachybasaltische bis rhyolithische Zusammensetzungen auf. Die Vulkanite vom Mte. Amiata, Mte. Cimino besitzen höhere Alkaligehalte als die Latite und Quarzlatite der Insel Capraia.

Die intermediären Ignimbrite vom Mte. Amiata und Mte. Cimino weisen durchschnittlich höhere Alkaliwerte auf als die Si-reichen Extrusiva von San Vincenzo und Roccastrada; eine Alkali-Zunahme mit steigendem Si-Gehalt ist nicht zu verzeichnen (Abb. 17).

Die Alkaligehalte der Magmenkörper Capraias und Radicofanis liegen im Durchschnitt unter denen der übrigen Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz. Nur einige Proben der Trachybasalte Capraias und der Latite Radicofanis besitzen Alkali-Konzentrationen, die denen der übrigen Vulkanite entsprechen.

Eine Magmenentwicklung durch magmatische Differentiation ist in den Gesteinskörpern Capraias im Diagramm $K_2O+Na_2O-SiO_2$ nicht zu beobachten.

Die Alkalien des Latit-Andesites von Radicofani variieren bei nahezu konstanten SiO_2 -Werten stark. Dies ist auf eine K_2O -Zunahme bei einer leichten Na_2O -Abnahme zurückzuführen.

4.2.2. Klassifikation im Diagramm K_2O-SiO_2

Die K_2O -Konzentrationen in den Vulkaniten der Toskanischen Magmenprovinz schwanken stark und belegen im System K_2O-SiO_2 verschiedene Entwicklungen.

Die Klassifikation nach Peccerillo und Taylor (1976) erlaubt sowohl eine nomenklatorische Zuordnung der einzelnen Magmenkörper (Tab. 29) als auch eine Unterscheidung verschiedener Entwicklungsreihen (Abb. 18).

Ihre hohen bis sehr hohen K_2O -Gehalte weisen alle untersuchten Vulkanite der K-reichen kalk-alkalischen und der shoshonitischen Serie zu.

Hingegen liegen die unterschiedlich hoch differenzierten Magmatite der Insel Capraia in ihren K_2O -Werten deutlich unter denen der übrigen toskanischen Extrusiva gleicher Azidität.

Obwohl die basaltischen Proben Capraias ins Shoshonit-Feld fallen, verläuft die Magmenentwicklung zu K-reichen Andesiten und K-reichen Dazititen im Trend der K-reichen kalkalkalischen Gesteine.

Die intermediären Vulkanite Radicofanis, des Mte. Cimino und des Mte. Amiata weisen nach Peccerillo und Taylor (1976) einen latitischen bis trachytischen Chemismus auf und sind damit der Shoshonit-Serie zuzuordnen.

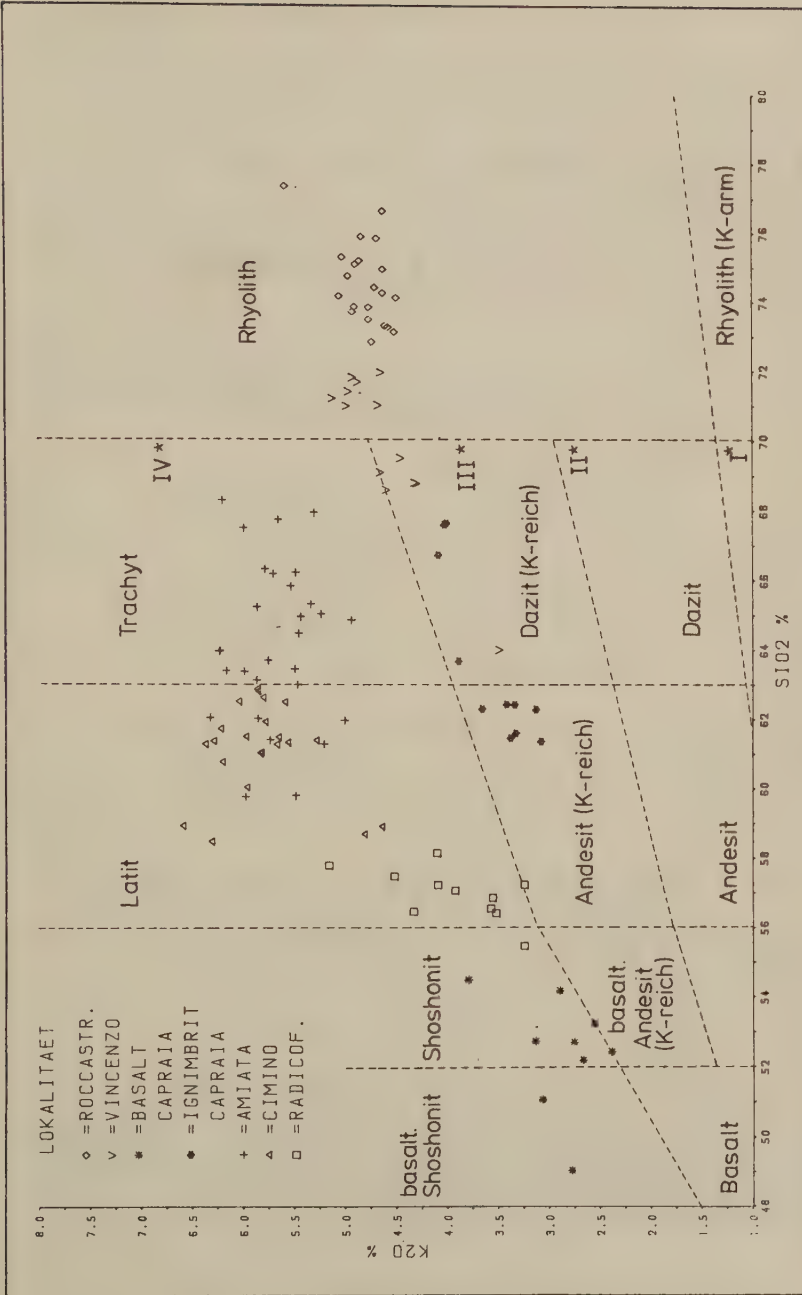


Abb. 18: Im Diagramm K_2O-SiO_2 (nach Peccerillo und Taylor, 1976) liegen die Vulkanite im Trend der Shoshonite (Radicoferi, Mte. Amiata und Mte. Cimino) und der K-reichen Kalkalkali-Gesteine (Capraia) (* Differenzierungsentwicklungen im Diagramm K_2O-SiO_2 : I: Tholeiit-Trend; II: Kalkalkali-Trend; III: K-reicher Kalkalkali-Trend; IV: Shoshonit-Trend)

zuzuordnen.

Bei steigendem SiO_2 -Gehalt ist innerhalb der Latite von Radicofani eine starke K_2O -Zunahme zu verzeichnen, während innerhalb der Latite und Trachyte des Mte. Cimino und des Mte. Amiata die K-Konzentrationen abnehmen. Letzteres ist vermutlich auf eine Magmenmischung mit SiO_2 -reichen, K_2O -armen Vulkaniten vom Typ "Roccastrada" zurückzuführen.

Die Rhyolithe von Roccastrada und San Vincenzo sind krustenanatektischer Herkunft (Kap. 5.1.). Eine Zuordnung zu Entwicklungsreihen ist deshalb nicht sinnvoll.

**Klassifikation der Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz
auf geochemischer Basis**

	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (nach Cox et al. 1980)	$\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (nach Peccerillo und Taylor 1976)
Roccastrada	Rhyolith (K-reich)	Rhyolith
San Vincenzo	Rhyolith (K-reich)	Rhyolith (K-reicher Dazit)
Mte. Amiata	Latit, Dazit, Rhyolith	Trachyt (Latit)
Mte. Cimino	Latit	Latit
Radicofani	Latit (Andesit)	Latit
Capraia		
basalt. Varietät	Trachybasalt (Trachyandesit)	Shoshonit (basalt. Shoshonit)
interm. Varietät	Andesit	K-reicher Andesit
SiO_2 -reiche V.	Dazit	K-reicher Dazit

Tab. 29: Klassifikation der Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz in den Diagrammen $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (nach Cox et al. 1980) und $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (nach Peccerillo und Taylor 1976)

4.2.3. Klassifikation der Basalte und basaltischen Andesite

Neben der Klassifikation basaltischer Magmatite in alkalische bis subalkalische Gesteine stehen verschiedene Diagramme zur Typisierung von subalkalischen Magmenkörpern in Abhängigkeit von der Sauerstoff-Fugazität (f_{O_2}) zur Verfügung.

Variationsdiagramm $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$

Das klassische Diagramm $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Kuno 1968; Miyashiro und Shido 1975) dient zur Trennung von alkalischen und subalkalischen Serien. Es ist nicht anwendbar für K-reiche Schmelzen wie Leuzit-führende Basalte (Miyashiro 1975).

Da in der Extrusion von Radicofani die Herkunft des K (3,94% K_2O) aus dem oberen Mantel angenommen wird (Kap. 5.2.), kann die Klassifikation nach Kuno (1968) und Miyashiro und Shido (1975) für den Latit-Andesit von Radicofani vorgenommen werden.

Überraschenderweise liegen die Vulkanite von Radicofani trotz ihrer hohen K-Gehalte im subalkalischen Feld, während die Basalte von Capraia deutlich als Alkalibasalte einzuordnen sind (Abb. 19).

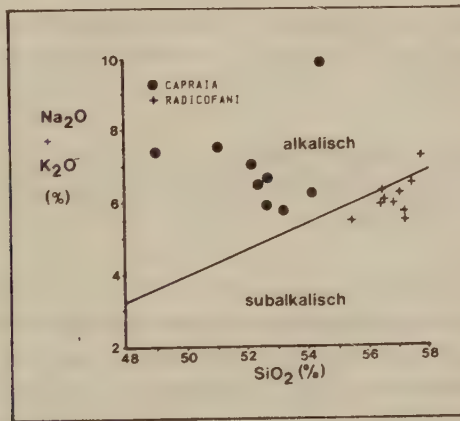


Abb. 19: Klassifikation des Latit-Andesits von Radicofani und des Basalts von Capraia im Diagramm $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (nach Miyashiro und Shido 1975) zur Trennung von alkalischen und subalkalischen Magmatiten.

AFM-Diagramm

Das AFM-Diagramm ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2 - \text{FeO}^* - \text{MgO}$) nach Irvine und Baragar (1971) trennt die subalkalischen Gesteine in kalk-alkalische und tholeiitische Magmatite.

Alkalische Magmenkörper sollten nach Aussage der Autoren mit Tholeiiten im gleichen Differentiationstrend liegen.

Die Latit-Andesite von Radicofani und die Trachybasalte von Capraia fallen jedoch ins Feld der Kalk-alkalischen Magmatite (Abb. 23).

Eine Erklärung für eine mögliche Differentiation von alkalischen Magmen sowohl im Tholeiit-Feld, als auch im Kalk-Alkali-Trend sieht Miyashiro (1975) im Differentiationsverhalten des FeO^* . Während in einigen Alkalibasalten das FeO^* zu Beginn der Differentiation bei steigendem FeO^*/MgO Verhältnis zunimmt (St. Helena, Oster-Inseln) und sie damit im Tholeiit-Feld differenzieren, nimmt FeO^* in anderen Alkalibasalten (Ascension, Gough) bei steigendem FeO^*/MgO Verhältnis stetig ab. Diese Magmen differenzieren im Kalk-Alkali-Trend.

Die Klassifikation der Vulkanite von Capraia und Radicofani im Kalk-Alkali-Trend stimmt somit mit der Klassifikation im Diagramm $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (nach Peccerillo und Taylor 1976; Kap. 4.2.2.) überein.

Variationsdiagramm $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{MgO}$

Das Diagramm $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{MgO}$ dient zur Trennung von Kalk-alkalischen und tholeiitischen Vulkaniten.

Das FeO^*/MgO - Verhältnis beschreibt nach Miyashiro und Shido (1975) den Fraktionierungsgrad der Magmen. In Abhängigkeit von diesem Faktor sprechen hohe FeO^* -Gehalte für tholeiitische Serien und geringe FeO^* -Gehalte für Kalk-alkalische Gesteine.

Die darstellenden Punkte des Latit-Andesites von Radicofani liegen durch hohe MgO -Gehalte (4,98% MgO) bedingt im zentralen Kalk-Alkali-Feld, während die Trachybasalte von Capraia bei ähnlichem FeO^*/MgO -Verhältnis wie die Latit-Andesite von Radicofani höhere FeO^* -Konzentrationen aufweisen; sie fallen jedoch ebenfalls ins Feld der kalk-alkalischen Gesteine (Abb. 20).

Die im AFM-Diagramm (Irvine und Baragar 1971) getroffene Zuordnung beider Magmatite wird damit bestätigt.

*als Gesamteisen

Lediglich in der Intrusion von La Serra und in den SiO_2 -reichen Proben des Mittelalba-Porphyrns nimmt der Na-Gehalt zu.

Eine gegenläufige Entwicklung einer Na_2O -Abnahme bei steigendem SiO_2 -Gehalt ist in den Magmatiten von Roccastrada, San Vincenzo und Gavorrano zu verzeichnen.

Innerhalb der Proben von Gavorrano sind zwei Trends (Trend 1: Na_2O -Werte größer als 2,0%; Trend 2: Na_2O -Werte kleiner als 2,0%) zu beobachten, wobei beiden eine Abnahme des Na_2O bei steigenden SiO_2 -Konzentrationen gemeinsam ist.

Dieses Verhalten ist gegenläufig zum Differentiationsverhalten granitischer Magmatite. Eine mögliche Erklärung dafür liegt im Verbrauch des Na_2O -Anteils im Ausgangsgestein bei fortschreitender Aufschmelzung.

Die Na_2O -Konzentrationen innerhalb einzelner Magmatite sind in Abhängigkeit ihrer regionalen Position unterschiedlich:

Die Magmenkörper der Insel Elba weisen mit durchschnittlich etwa 3% Na_2O deutlich höhere Na_2O -Werte auf als die übrigen SiO_2 -reichen Magmatite, während die in der westlichen Toskana aufgedrungenen Plutonite von Castel di Pietra und Gavorrano Na_2O -ärmer sind als die übrigen Magmenkörper.

Diese Na-Armut ist nach dem petrographischen Befund zumindest in den nahezu Na-freien Proben von Castel di Pietra auf metasomatische Vorgänge zurückzuführen (Kap. 3.5).

Variationsdiagramm SiO_2 - K_2O

Im Variationsdiagramm SiO_2 - K_2O ist in allen untersuchten Magmenkörpern eine K_2O -Zunahme bei steigendem SiO_2 -Gehalt zu beobachten.

Mit der Zunahme des SiO_2 von etwa 66 auf 71% steigt der durchschnittliche K_2O -Gehalt von 3,5 auf 4,5%, bei etwa 71% SiO_2 zeichnen sich zwei Entwicklungstrends mit unterschiedlichem Anstieg der K_2O -Konzentrationen ab.

Trend 1

Trend 1 (Abb. 22) zeigt eine geringe K_2O -Zunahme bei steigendem SiO_2 -Gehalt. Er wird durch die Plutonite des toskanischen Archipels (Elbaner Magmatite, Giglio), die SiO_2 -reichen Vulkanite (San Vincenzo, Roccastrada) und einige Proben des Alkaligranits von Gavorrano aufgebaut.

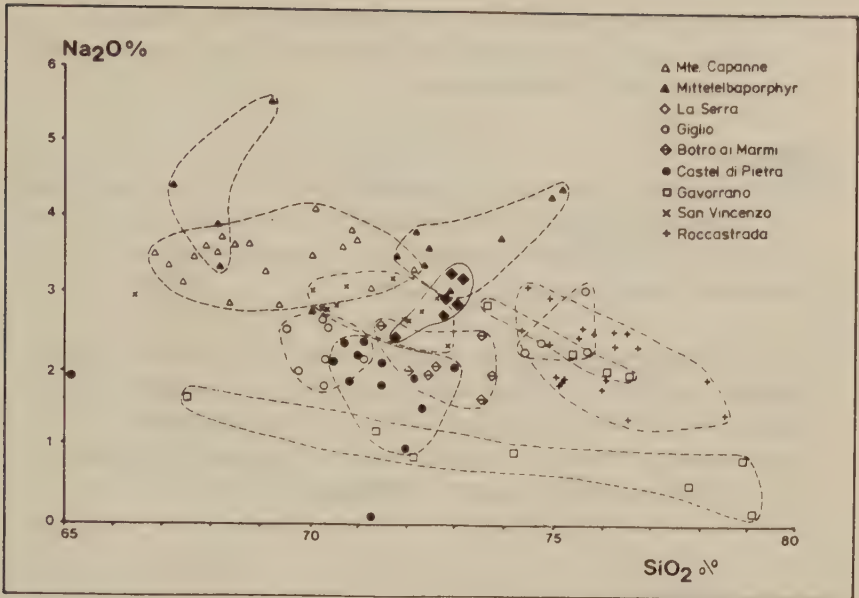


Abb. 21: Harker-Diagramm $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ für die Si-reichen Magmatite.
Die Durchschnittswerte für Na_2O fallen bei steigendem SiO_2 -Gehalt.
Im Pluton von Gavorrano sind zwei Trends zubeobachten

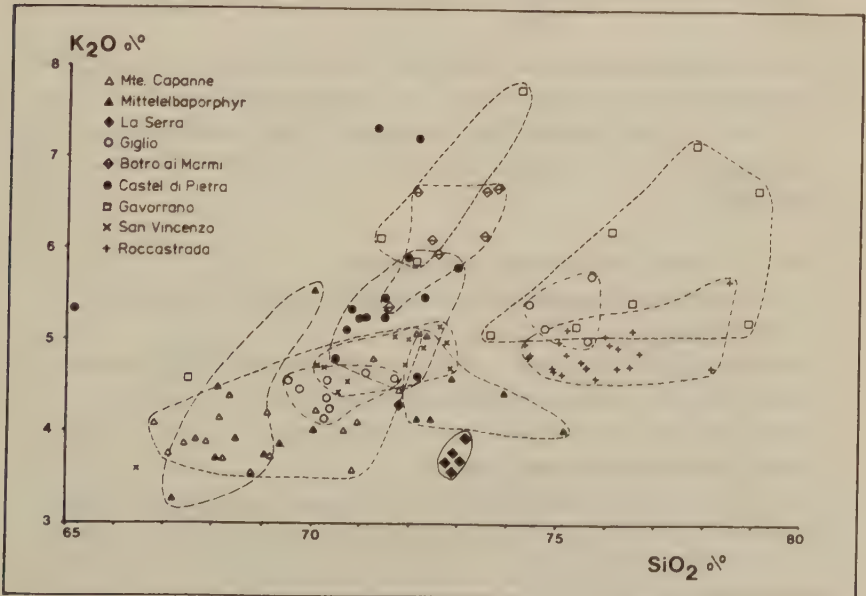


Abb. 22: Harker-Diagramm $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ für die Si-reichen Magmatite
Einem Trend mit stark steigenden K_2O -Konzentrationen bei leicht steigendem SiO_2 -Gehalt steht eine Entwicklung mit geringer Na_2O -Zunahme und deutlich ansteigenden SiO_2 -Werten gegenüber.

Eine magmatische Differentiation als eine typische Entwicklung in vielen Magmatiten (Kolbe et al. 1966; Cox et al. 1980; Carmichael 1974) kann mit dem Trend 1 erklärt werden.

Trend 2

Trend 2 ist durch eine starke K_2O -Zunahme von 4,5-7,5% bei nur geringer Steigerung der SiO_2 -Werte in den Magmatiten von Castel di Pietra, Botro ai Marmi und Gavorrano gekennzeichnet. Die Gesamtsteigung ist wesentlich steiler als im Trend 1.

Eine fraktionierte Kristallisation kann diese Entwicklung nicht allein hervorgerufen haben. Eine mögliche Ursache für die ungewöhnlich starke K_2O -Zunahme ist eine K_2O -Metasomatose in den Plutoniten des toskanischen Festlandes, wie sie in dem Granit von Castel di Pietra durch den petrographischen Befund nachgewiesen wurde.

4.3.2. AFM-Diagramm

Die Klassifikation der Trachybasalte von Capraia und der Latit-Andesite von Radicofani im AFM-Diagramm ($Na_2O + K_2O - FeO^* - MgO$) nach Irvine und Baragar (1971) wurde bereits in Kap. 4.2.3. vorgenommen.

Ziel der in diesem Kapitel durchgeführten Untersuchungen ist es, die einzelnen Effusivkörper der Region in ihrer magmatischen Entwicklung (Differentiation, Magma-Mixing, Kontamination) zu beschreiben und mögliche übergreifende Entwicklungsreihen für verschiedene Magmatite zu erkennen.

Basaltische bis intermediäre Magmenkörper

Alle untersuchten Magmatite fallen ins Feld der kalk-alkalischen Schmelzen (Abb.23).

Die Magmen-Entwicklung von MgO - und FeO^* -reichen zu Alkali-reichen Proben verläuft von den Trachybasalten von Capraia über die Latit-Andesite von Radicofani zu den Ignimbriten von Capraia, Mte. Cimino und schließlich Mte. Amiata.

Auffällig ist, daß die Magmatite des Mte. Amiata und des Mte. Cimino keine Überschneidung im Diagramm zeigen, obwohl in den Verteilungen der

*als Gesamteisen

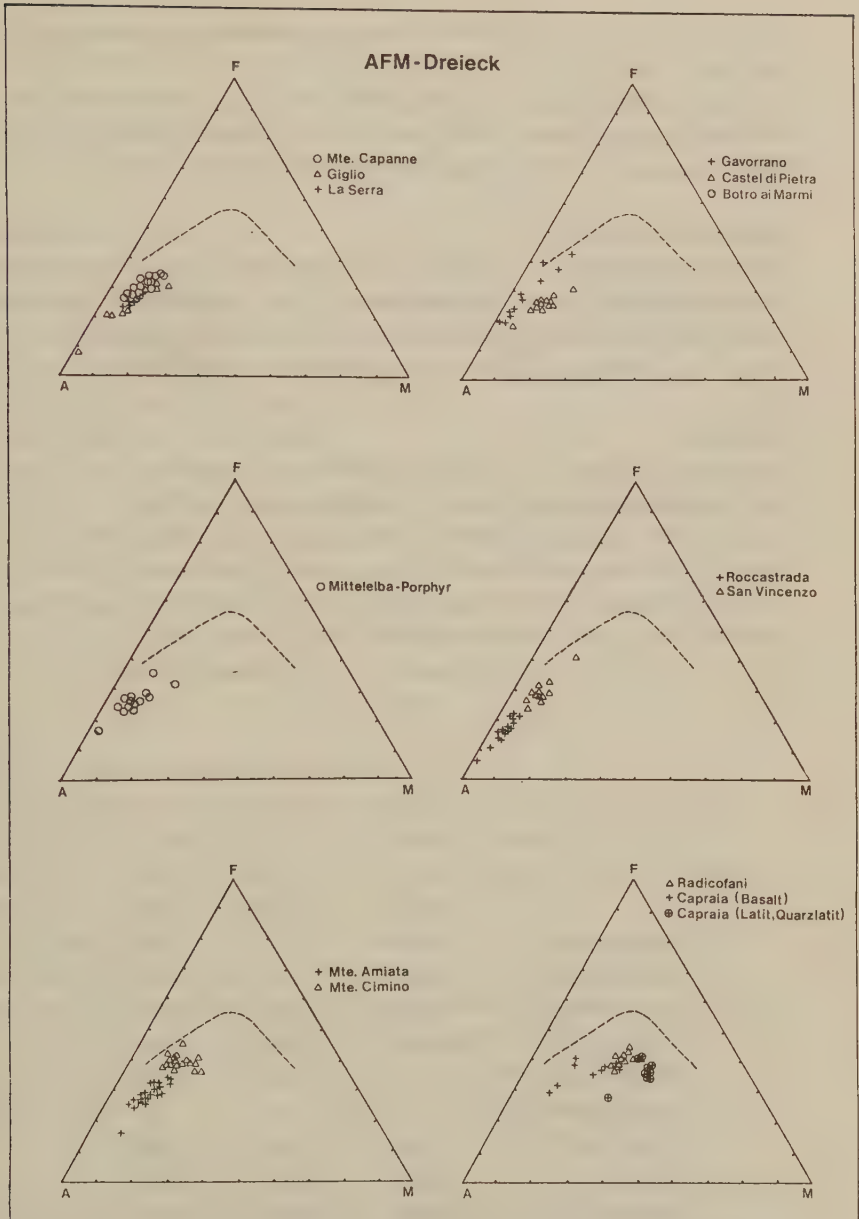


Abb. 23: Die Magmatite der Toskanischen Magmenproinz im AFM-Dreieck nach Irvine und Baragar (1971). Alle Magmatite fallen ins Feld der kalkalkalischen Schmelzen.

Oxide Na_2O , K_2O , MgO und FeO^* deutliche Ähnlichkeiten zu verzeichnen sind (Kap. 4.1.2.).

Die kalk-alkalischen Laven des Mte. Cimino fallen in die Nähe des Tholeiitfeldes und zeigen im Gegensatz zu den übrigen Ignimbriten bei Magnesiumabnahme keine Zunahme der Alkalinität.

SiO_2 -reiche Vulkanite

Im AFM-Diagramm verläuft eine einheitliche Entwicklung, wie auch in den Ab-Qz-Or und den Ab-An-Or Diagrammen (Kap. 4.4.), von der Extrusion von San Vincenzo zu der von Roccastrada (Abb. 23). Dies ist ein erster Hinweis auf geochemisch sehr ähnliche Edukte in beiden Vulkaniten.

Plutonite

Die Intrusiva zeigen bis auf eine Ausnahme eine große Kongruenz in der Lage ihrer darstellenden Punkte im AFM-Diagramm (Abb. 23).

Lediglich die Magmenentwicklung des Alkaligranits von Gavorrano verläuft aufgrund hoher Alkalinität und geringer MgO -Werte von dem Trend der übrigen Plutonite abgesetzt. Dies deutet darauf hin, daß die räumlich sehr eng beieinander liegenden Intrusionen von Castel di Pietra und Gavorrano kein gemeinsames Edukt haben.

	$\text{K}_2\text{O}\%$	Rb ppm	K/Rb
San Vincenzo	4,62	310	124
Roccastrada	4,80	397	100
Mte. Amiata	5,58	389	119
Mte. Cimino	5,82	345	140
Radicofani	3,94	256	128
Capraia:			
Trachybasalt	2,90	129	186
Latit	3,40	141	200
Quarzlatit	4,04	189	177

Tab. 30: Durchschnittswerte K_2O , Rb und K/Rb in den Vulkaniten der Toskanischen Magmenrpovinz

4.3.3 Differentiationsverhalten im System K-Rb

Ziel der Untersuchung ist es, anhand des Diagramms K/Rb - Rb den Differentiationsgrad der Magmatite festzustellen, verschiedene magmatische Körper ähnlicher Entwicklungstrends zusammenzufassen und Aussagen über die Zusammensetzung der Edukte zu machen.

Frühere Bearbeiter

Einige der Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz wurden von Allegre und Dupuy (1972) untersucht. Es gelang ihnen, anhand der Verteilungen der Elemente K und Rb einheitliche Entwicklungstrends einer fraktionierten Kristallisation in den Magmenkörpern von

- Mte. Amiata und Mte. Cimino
- San Vincenzo und Roccastrada
- Montecatini und Orciatico nachzuweisen.

Die Autoren nehmen an, daß es sich bei diesen Magmatiten um anatektisch-sialische Schmelzen einer unterschiedlich fortgeschrittenen partiellen Aufschmelzung handelt. Die Si-reichen Vulkanite (Roccastrada, San Vincenzo) und die intermediären Extrusiva (Mte. Amiata, Mte. Cimino) entstammen ihrer Meinung nach jeweils unterschiedlichen Edukten.

Extrusiva

SiO₂-reiche bis intermediäre Vulkanite

Die Si₂-reichen Vulkanite von San Vincenzo und Roccastrada weisen durchschnittlich deutlich geringere K-Konzentrationen (bei ähnlichen Rb-Werten) als die intermediären Extrusiva des Mte. Amiata und des Mte. Cimino (Tab. 30) auf.

Im Diagramm K/Rb - Rb (Abb. 24) bilden deshalb die SiO₂-reichen und intermediären Magmenkörper zwei verschiedene Entwicklungsrichtungen ab. Die darstellenden Punkte von Roccastrada und San Vincenzo überlagern sich im Bereich von 350-390 ppm Rb und den K/Rb-Verhältnissen von 100-120. Sie liegen damit deutlich unter dem gemeinsamen Trend der Werte vom Mte. Amiata und Mte. Cimino, die im Diagramm den Bereich von 240-490 ppm Rb und den K/Rb-Verhältnissen von 100-180 abdecken.

Aus diesen Beobachtungen lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

1. Eine starke Rb-Zunahme in einem Vulkanit bei gleichzeitiger leichter Abnahme des K/Rb-Verhältnisses deutet auf eine magmatische Differentiation hin.

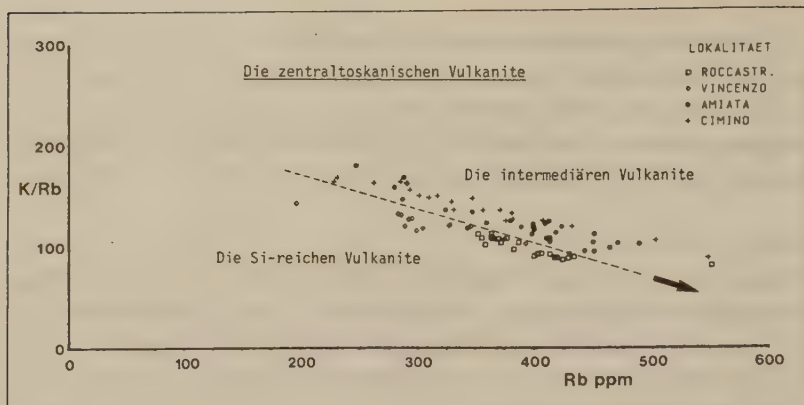


Abb. 24: Die Vulkanite Roccastrada, San Vincenzo, Mte. Amiata und Mte. Cimino im Diagramm K/Rb-Rb. Die gestrichelte Linie trennt die SiO_2 -reichen von den intermediären Vulkaniten. Der Pfeil zeigt den Trend der magmatischen Differentiation

Dies ist in allen vier Extrusivgesteinsserien zu beobachten. Die darstellenden Punkte der Lokalitäten sind nahezu linear im Diagramm K/Rb -Rb angeordnet. Eine fortgeschrittene Differentiation kann deshalb für jeden Magmatit angenommen werden.

- Die einzelnen Entwicklungstrends mit verschiedenen K/Rb-Ausgangsverhältnissen in den Si-reichen und den intermediären Extrusivkörpern sind ein Indiz für unterschiedliche Edukte in beiden Magmengruppen.
- Die verschiedenen K/Rb-Verhältnisse bei unterschiedlichen Rb-Konzentrationen in den Gesteinen von Roccastrada und San Vincenzo können durch zwei divergierende Vorgänge erklärt werden:
 - Beide Magmenkörper weisen ursprünglich ähnlich hohe K_2O - und Rb-Anfangsgehalte auf. Im Unterschied zu San Vincenzo sind die Extrusiva von Roccastrada bereits weiter differenziert und die Schmelze durch Mineralsegregation Rb-armen Phasen relativ mit Rb angereichert worden.
 - Die Vulkanite von Roccastrada enthalten im Vergleich zu San Vincenzo primär höhere K- und Rb-Konzentrationen. Durch eine magmatische Differentiation sind in beiden Magmatiten gleichgerichtete Entwicklungstrends zu beobachten.

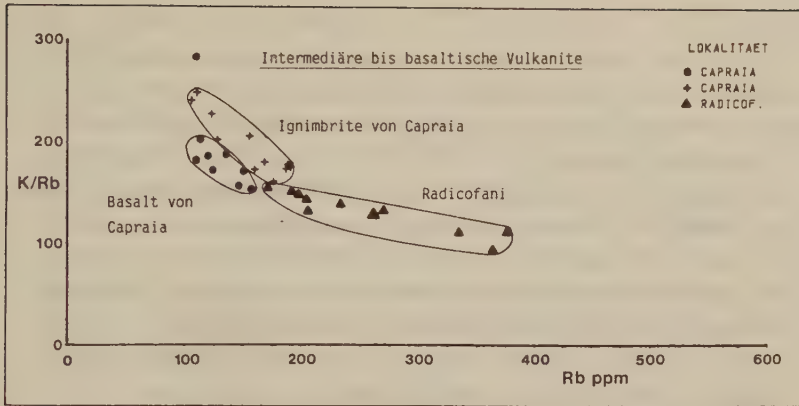


Abb. 25: Die Vulkanite von Radicofani und Capraia im K/Rb-Rb-Diagramm
Die Basalte von Capraia liegen nicht im gleichen Differentiations-Trend wie die Latite und Quarzlatite der Insel

Radicofani

Die kleine Staukuppe von Radicofani weist stark variierende K_2O - und Rb-Gehalte auf. Das K/Rb-Verhältnis schwankt zwischen etwa 100 und 160 (Tab. 30).

Im Diagramm (Abb. 25) ist eine starke Rb-Zunahme bei einer leichten K/Rb-Abnahme zu beobachten. Dies deutet auf eine weitgehende magmatische Differentiation hin (Innocenti 1967).

Capraia

Die verschiedenen Magmentypen der Insel Capraia enthalten ähnliche K- und Rb-Werte (Tab. 30).

Die Magmenentwicklung im Diagramm K/Rb - Rb ist für die Trachybasalte und die Latite/Quarz-Latite dennoch unterschiedlich (Abb. 25), weil das K/Rb-Verhältnis in den Trachybasalten bei identischen Rb-Konzentrationen deutlich geringer ist als in den Latiten und Quarz-Latiten.

Dies kann wie folgt erklärt werden:

Entweder sind die Trachybasalte und die latitischen bis quarzlatitischen Ignimbrite aus verschiedenen Edukten erschmolzen, oder einer der Magmenkörper ist durch Kontamination oder Alteration verändert worden.

Eine magmatische Differentiation mit einer Entwicklung von den Trachybasalten über die Latite zu den Quarzlatiten läßt sich als alleinige Ursache der Magmenentstehung auf der Insel Capraia ausschließen.

Intrusiva

In allen Plutoniten der Toskanischen Magmenprovinz ist ein gemeinsamer Entwicklungstrend von Rb-armen Gesteinskörpern mit hohen K/Rb-Verhältnissen zu Rb-reichen Gesteinen mit geringen K/Rb-Quotienten zu verzeichnen (Tab. 31).

In den Einzelvorkommen lassen sich anhand des Diagramms (Abb. 26a, 26b) verschieden hoch differenzierte Magmatite unterscheiden:

1. Der Granit von Gavorrano ist deutlich differenziert.
2. Der Mte. Capanne Granodiorit und der Granit von Botro ai Marmi besitzen eine gerichtete Differentiationsentwicklung auf.
3. In den Intrusionen von Castel di Pietra, La Serra, Giglio und dem Mittelalba-Porphyr zeigt sich keine deutliche magmatische Entwicklung.

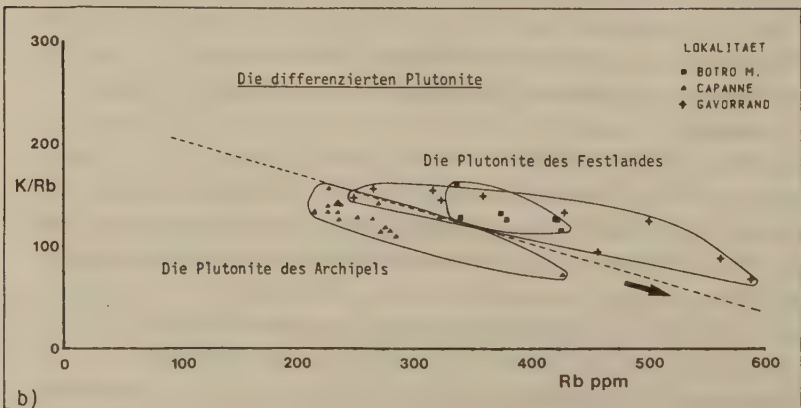
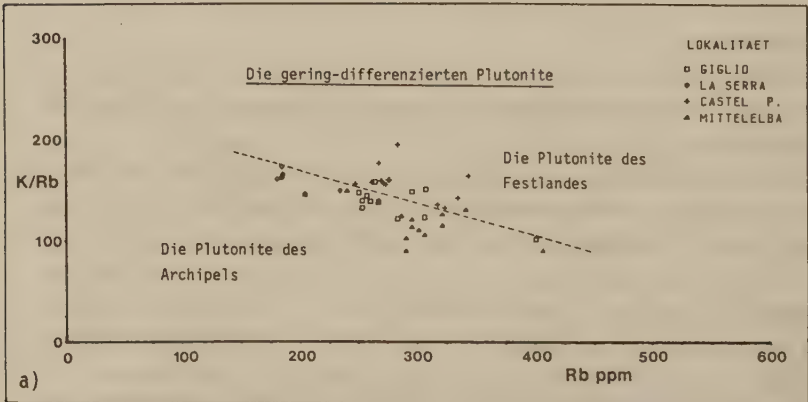


Abb. 26 a, b: Die Plutonite der Toskanischen Magmenprovinz im K/Rb-Rb-Diagramm. Die gestrichelte Linie trennt die Plutonite des Archipels von denen des Festlandes. Der Pfeil zeigt den Trend der magmatischen Differentiation.

Dieses unterschiedliche Fraktionierungs-Verhalten ist auf zwei mögliche Ursachen zurückzuführen:

1. Die Magmenkörper von Gavorrano und Botro ai Marmi sind, wie anhand des Systems Qz-Ab-Or nach Winkler (1976) gezeigt werden kann (Kap. 4.4.), durch eine Schmelzzusammensetzung gekennzeichnet, die nicht am Eutektikum des Systems liegt.

Da nichteutektische Schmelzen häufig eine höhere Entstehungs-temperatur besitzen als eutektische Magmen, kann die Differentiation, ausgehend von der möglichen höheren Anfangs-temperatur, in einem längeren Temperaturintervall wirken als bei einer eutektischen Schmelze. Die Intrusivkörper Gavorrano und Botro ai Marmi sind aus diesem Grund möglicherweise weitgehend differenziert.

2. Die Differentiationsentwicklung im Mte. Capanne Granodiorit ist wahrscheinlich nicht auf eine hohe Anfangstemperatur zu Beginn der Differentiation zurückzuführen, sondern auf sein großes Volumen (aufgeschlossener Durchmesser 9 km). Dadurch bedingt war seine Abkühlungsgeschwindigkeit geringer als in den übrigen toskanischen Plutoniten und ihm stand zur Differentiation ein größeres Zeitintervall zur Verfügung.

Anhand des Diagramms K/Rb - Rb (Abb. 26a, 26b) ist eine Zuordnung von Plutoniten unterschiedlicher Edukte möglich:

Die Plutonite des Archipels (Mte. Capanne, La Serra, Mittelalba-Porphyr, Giglio) weisen bei etwa identischen Rb-Konzentrationen durchschnittlich geringere K/Rb-Verhältnisse auf als die Plutonite des Festlandes (Botro ai Marmi, Gavorrano, Castel di Pietra). Dies gilt sowohl für die differenzierten als auch für die wenig differenzierten Magmenkörper.

Aus verschiedenen K/Rb-Verhältnissen bei gleichgerichteter Differentiation lassen sich für beide Regionen divergierende Gesteinstypen als Edukte für die beiden Plutonit-Gruppen vermuten: Die ursprüngliche K-Konzentration des Ausgangsgesteins der festländischen Schmelzen muß wesentlich höher gewesen sein, als die der Schmelzen des Archipels. Die Rb-Gehalte waren sich hingegen sehr ähnlich.

	K ₂ O%	Rb ppm	K/Rb
Mte. Capanne	4,02	262	127
La Serra	3,81	196	161
Mittellelba-Porphyr	4,25	301	116
Giglio	4,71	284	137
Botro ai Marmi	6,17	387	132
Gavorrano	5,85	400	121
Castel di Pietra	5,50	287	159

Tab. 31: Durchschnittswerte K₂O, Rb und K/Rb in den Plutoniten der Toskanischen Magmenprovinz

4.3.4. Variationsdiagramm Ca/Sr-Sr

Ziel der Untersuchungen im Diagramm Ca/Sr-Sr ist es, das Differenzierungsverhalten der intermediären bis basaltischen Magmatite zu analysieren.

Insbesondere soll überprüft werden, ob die Ignimbrite Capraias, des Mte. Amiata und des Mte. Cimino durch magmatische Differentiation aus basaltischen Magmen hervorgegangen sind, oder ob der Einfluß von sialischem Material vorherrscht.

Grundlage der Untersuchungen

Die meisten der im oberen Mantel auftretenden (Ca-führenden) Mineralphasen weisen nur geringe Mineral/Schmelze-Verteilungskoeffizienten (" K_D ") für Sr auf (Klinopyroxen: 0,01-0,04; Amphibol: 0,19-0,26; Granat: 0,02, nach Gill 1981). Nur Plagioklas kann neben K-Feldspat größere Sr-Konzentrationen führen (K_D in Plagioklas: 1,3-3,2, Gill 1981; K_D in K-Feldspat: 4,0, Cox et al. 1980).

Das aus diesen Daten erkennbare Verhalten des Sr während der magmatischen Differentiation deutet auf eine Sr-Anreicherung in der Schmelze während der Kristallisation der mafischen Mineralphasen und eine Sr-Abnahme in der Schmelze während der Kristallisation der leukokratischen Mineralphasen hin.

Capraia

Die Trachybasalte Capraias zeigen geringe Schwankungen in den Ca/Sr-Verhältnissen (durchschnittl. 180) und Sr-Konzentrationen (durchschnittl. 314ppm), es ist keine deutliche Magmenentwicklung nachzuweisen. Lediglich die Sr-Zunahme bei Abnahme der Ca/Sr-Verhältnisse ist möglicherweise auf die Segregation von mafischen Ca-führenden (Sr-armen) Mineralphasen zurückzuführen (Abb. 27).

Die Latite und Quarzlatite der Insel zeigen geringe Schwankungen der Ca/Sr-Verhältnisse (80-110) bei einer großen Variation der Sr-Gehalte (248-647 ppm) (Abb. 27).

In diesen Gesteinen nehmen bei der magmatischen Differentiation die Sr-Gehalte ab, die gerichtete Entwicklung im Diagramm kann durch differentiative Sr-Abnahme erklärt werden. Da sowohl in den Latiten als auch in den Quarzlatiten während der Differentiation das Ca/Sr-Verhältnis nahezu konstant bleibt, muß der Schmelze etwa gleich viel Ca und Sr entzogen worden sein, das heißt, die neugebildeten Mineralphasen sind insgesamt nahezu durch identische Mineral/Schmelze-Verteilungskoeffizienten für Ca und Sr gekennzeichnet.

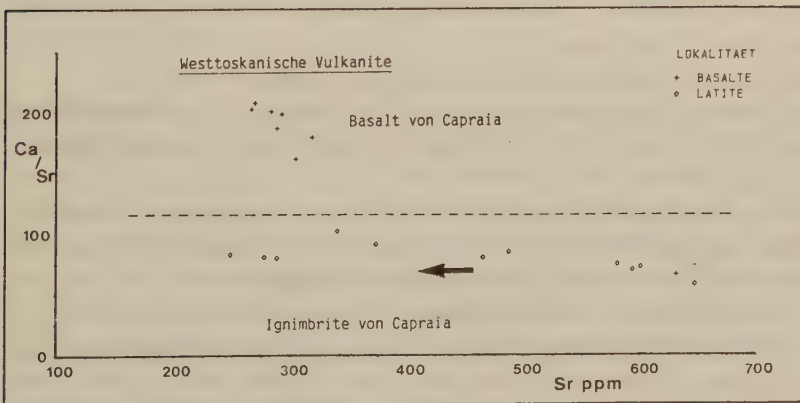


Abb. 27: Im Diagramm Ca/Sr - Sr liegen der Basalt von Capraia und die latitischen bis quarzlatitischen Ignimbrite nicht im gleichen Entwicklungstrend. Die Quarzlatite und Latite zeigen eine deutliche magmatische Differentiation von Sr-armen zu Sr-reichen Gesteinen, während im Trachybasalt nur ein undeutlicher Trend zu verzeichnen ist.

Die wahrscheinlichen Sr-Träger-Mineralien sind Plagioklas und K-Feldspat, während Ca in die weiterhin auskristallisierenden mafischen Mineralphasen und Plagioklas eingebaut wird.

Eine gemeinsame Differentiationsentwicklung von den Basalten über die Latite zu den Quarzlatiten kann aufgrund des Diagramms Ca/Sr - Sr ausgeschlossen werden. Möglicherweise sind die hohen Sr-Gehalte in den wenig differenzierten Proben des Latites durch Assimilation von Sr-reicher Unterkruste zu erklären.

Ost-toskanische intermediäre Extrusiva

Die ost-toskanischen Extrusiva zeigen im Diagramm Ca/Sr-Sr ähnliche Elementverteilungen wie die Vulkanite der Insel Capraia.

Radicofani

Der Latit-Andesit von Radicofani weist im Diagramm Ca/Sr-Sr ähnlich wie der Trachybasalt von Capraia nur geringe Schwankungen in den Ca/Sr-Verhältnissen (120-200) und in den Sr-Gehalten (255-350ppm) auf (Abb. 28). Bei einer leichten Sr-Zunahme verringern sich die Ca/Sr-Verhältnisse. Vermutlich ist dieses Verhalten durch die Kristallisation von Ca-reichen und Sr-armen mafischen Mineralphasen zu erklären.

Mte. Amiata, Mte. Cimino

Den Vulkaniten des Mte. Amiata und des Mte. Cimino sind bei stark schwankenden Sr-Konzentrationen nahezu konstante Ca/Sr-Verhältnisse eigen (Mte. Amiata: Ca/Sr=70; 332ppm Sr; Mte. Cimino: Ca/Sr=70; 457ppm Sr; Abb. 28).

Eine Differentiationsentwicklung von den Sr-reichen zu den Sr-armen Proben des jeweiligen Magmenkörpers, ähnlich wie in den Latiten und Quarzlatiten Capraias ist wahrscheinlich. Die konstanten Ca/Sr-Verhältnisse in den Magmenkörpern während der Differentiation beweisen, daß den Schmelzen jeweils prozentual gleiche Mengen an Ca und Sr entzogen wird.

Eine gemeinsame Differentiationsentwicklung von den Latit-Andesiten Radicofanis zu den Ignimbriten des Mte. Amiata und Mte. Cimino kann ausgeschlossen werden.

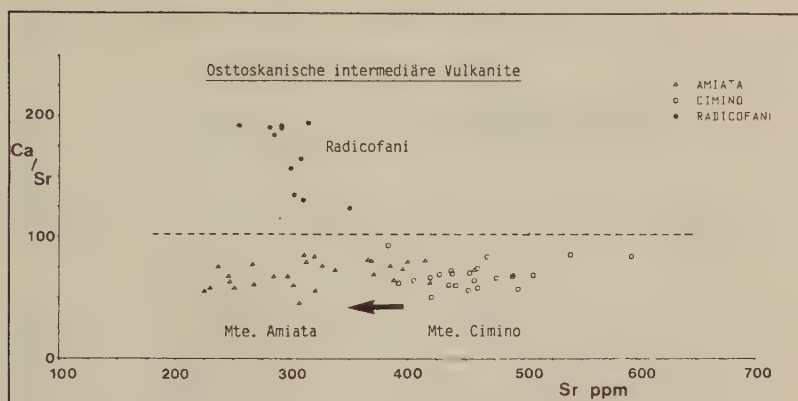


Abb. 28: Im Diagramm Ca/Sr - Sr zeigen die Latite des Mte. Amiata und Mte. Cimino eine deutliche Differentiationsentwicklung von Sr-reichen zu Sr-armen Proben. Der Pfeil gibt die Richtung der Differentiationsentwicklung an. Im Latit-Andesit von Radicofani ist ein solcher Trend nicht zu beobachten.

4.3.5. Variationsdiagramme zur Bestimmung der geotektonischen Position

Das Variationsdiagramm Zr/Y-Zr (Pearce und Norry 1979) und das Dreiecksdiagramm Ti-Zr-Y (Pearce und Cann 1973) dienen zur Bestimmung der geotektonischen Position von Basalten und deren Differentiaten. Im Diagramm Ti-Zr-Y werden zum Vergleich die darstellenden Punkte von Magmatiten der Romanischen Magmenprovinz (Holm et al. 1982) mitberücksichtigt.

Geländebefund

Die Latit-Andesite Radicofanis (Innocenti 1967) und die Trachybasalte von Capraia (Finetti et al. 1970) sind entlang tiefreichender Grabenstrukturen aufgedrungen. Der N-S streichende Graben von Capraia nimmt eine Position zwischen dem Sardisch-Korsichen Block und dem italienischen Festlandssockel ein, während der Graben von Radicofani eine Bruchstruktur innerhalb der Toskana darstellt.

Es soll nun überprüft werden, ob die Magmatite auch die geochemischen Charakteristika von Intraplattenbasalten besitzen.

Variationsdiagramm Zr/Y-Zr

Das Variationsdiagramm Zr/Y-Zr (Pearce und Norry 1979) basiert auf den Mineral-Schmelze-Verteilungskoeffizienten für Zr und Y in verschiedenen Mineralphasen.

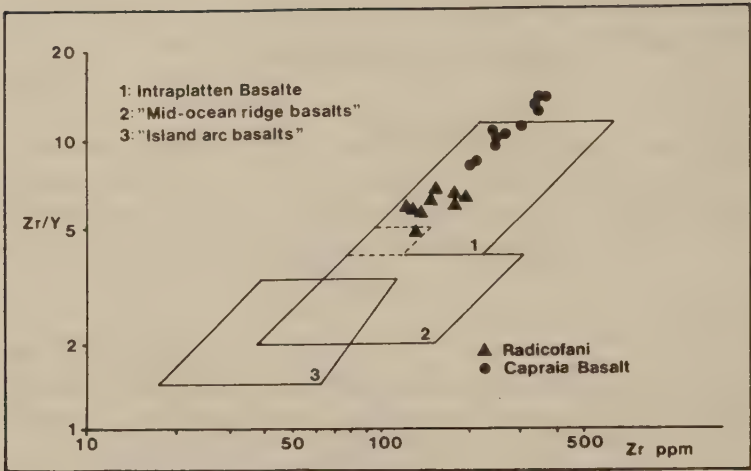


Abb. 29: Im Diagramm Zr/Y - Zr (nach Pearce und Norry 1979) liegen die untersuchten Magmatite im Feld der Intraplatten-Basalte. Die Magmatite Radicofanis weisen eine gerichtete Entwicklung entlang des Vektors "a" auf, die durch eine magmatische Differentiation zu erklären ist.

Die genannten Autoren beobachten an ausgewählten Proben eine Variation der Zr -Gehalte und des Zr/Y -Verhältnisses in Abhängigkeit der geotektonischen Position der Basalte.

Die untersuchten Magmatite liegen alle im Feld der "Intraplatten-Basalte"; die Magmatite von Radicofani weisen eine positive Korrelation zwischen Zr/Y und Zr auf (Abb. 29).

Dies kann nach Pearce und Norry (1979) durch vier verschiedene Modelle erklärt werden:

1. Equilibrium-Partialschmelzen
2. Progressives-Partialschmelzen
3. Heterogenität des Mantels
4. Fraktionierte Kristallisation in geschlossenen und offenen Systemen

Ihrer Meinung nach ist eine Klärung der petrogenetischen Ursachen nur mit Hilfe der Interpretation anderer Elementkonzentrationen möglich.

In Kap. 4.3.3. konnte anhand des Variationsdiagramms $K/Rb-Rb$ eine fortgeschrittene magmatische Differentiation des Latit-Andesites von Radicofani nachgewiesen werden.

Da das Zr hoch mit K_2O (Korrelationsfaktor nach Pearson: +0,78;

Kap. 4.5.1.) und Rb (Korrelationsfaktor nach Pearson: +0,77; Kap. 4.5.1.) korreliert ist, und Y relativ konstante Werte aufweist (min.: 25ppm; max.: 27ppm), kann die Elementverteilung im Diagramm Zr/Y-Zr ebenfalls durch fraktionierte Kristallisation gedeutet werden.

Dreiecksdiagramm Zr-Ti-Y

Das Dreiecksdiagramm Zr-Ti-Y nach Pearce und Cann (1973) dient zur Trennung von Ozeanboden-Basalten, K-armen Tholeiiten, Kalk-Alkali-Basalten (über Subduktionszonen) und Intraplattenbasalten. Die Trachybasalte Capraias fallen auf die Grenze zwischen Intraplattenbasalten und Kalk-Alkali-Basalten (Abb. 30). Eine eindeutige Zuordnung der Gesteine allein nach dem geochemischen Befund ist damit nicht möglich.

Klärung bringt die Betrachtung der geodynamischen Situation zum Zeitpunkt des Aufdringens der Basalte (4,5 Ma, Barberi et al. 1971): Die Basalte sind in eine vor 9,5 Ma (Morelli et al. 1969) entstandene Grabenstruktur zwischen zwei koninentalen Blöcken aufgedrungen und in diesem Sinne als Intraplattenbasalte zu interpretieren.

Die Latit-Andesite von Radicofani und die Leuzit-Tephrite der Romanischen Magmenprovinz sind an Grabenstrukturen in der Adriatischen Platte gebunden. Bedingt durch ihre hohen Zr-Gehalte fallen die Magmatite jedoch nicht ins Feld der Intraplattenbasalte, sondern sind keiner der von Pearce und Cann (1973) genannten geotektonischen Positionen zuzuordnen. Holm (1982) weist darauf hin, daß die Klassifikation von Intraplattenbasalten im Diagramm Zr-Ti-Y nach Pearce und Cann (1973) unzuverlässig ist.

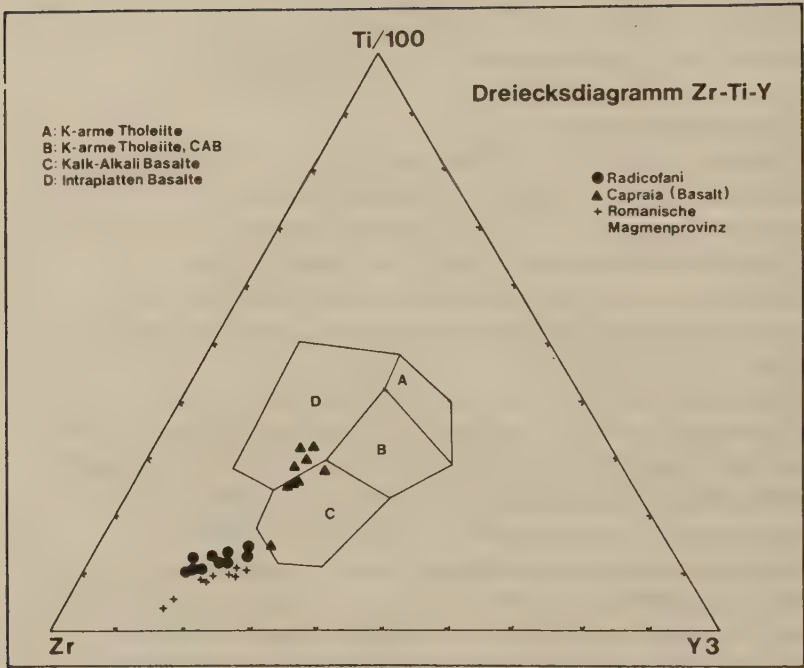


Abb. 30: Im Dreiecks-Diagramm Zr-Ti-Y fällt der Basalt von Capraia ins Feld der Intraplatten-Basalte und Kalkalkali-Basalte. In den Vulkaniten von Radicofani und der Romanischen Vulkanprovinz ist keine eindeutige Zuordnung zu treffen.

4.3.6. Geochemischer Vergleich der intermediären bis basaltischen Magmatite in E- und W-Bereich der Toskanischen Magmenprovinz

In dem vorhergehenden Kapitel wurden vergleichende Aussagen über die Trachybasalte Capraias und die Latit-Andesite Radicofanis gemacht. Die vorliegende Untersuchung wird auf die Latite und Quarzlatite Capraias und die Ignimbrite des Mte. Amiata und des Mte. Cimino erweitert.

Deutliche Unterschiede im Spurenelementchemismus in den verschiedenen Lokalitäten lassen sich anhand der Diagramme Si-Rb und Si-V herausarbeiten.

Diagramm SiO_2 -Rb

Im Variationsdiagramm SiO_2 -Rb sind zwei unterschiedliche Trends in den östlichen und den westlichen Magmatiten der Toskanischen Magmenprovinz nachweisbar. (Abb. 31).

Trend 1:

Die Rb-Konzentrationen in den Trachybasalten Capraias (129 ppm) werden von den Werten der SiO_2 -reicheren Latite (141ppm) und Quarz-Latite (188ppm) nur unwesentlich übertroffen.

Dies ist ein Indiz gegen eine Assimilation von Rb-reichem Krustenmaterial in den intermediären Gesteinen; möglicherweise ist die Rb-Zunahme allein auf eine magmatische Differentiation zurückzuführen.

Trend 2:

Die Magmatite der östlichen Region besitzen bei vergleichbaren SiO_2 -Werten deutlich höhere Rb-Konzentrationen:

Während die Rb-Gehalte in dem Magmenkörper von Radicofani bei nur geringem SiO_2 -Anstieg stark zunehmen (256ppm), liegen die Rb-Gehalte im Mte. Cimino und im Mte. Amiata unabhängig vom SiO_2 -Gehalte sehr hoch (Mte. Amiata: 389ppm; Mte. Cimino: 345ppm). Eine Differentiation in den Magmatiten des Mte. Cimino ist nicht erkennbar.

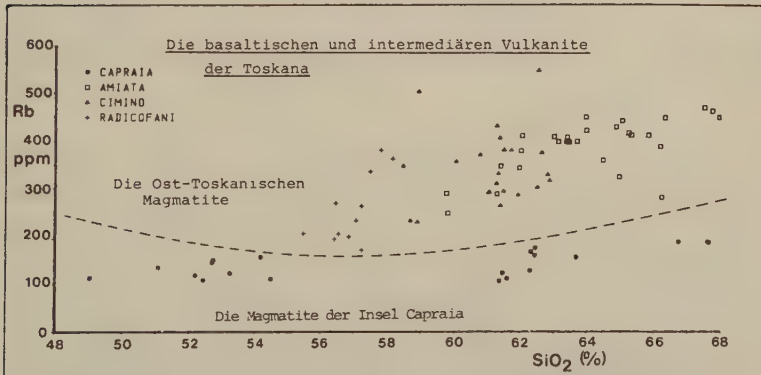


Diagramm SiO_2 -V

Auch im Variationsdiagramm SiO_2 -V zeichnen sich zwei unterschiedliche Entwicklungstrends ab (Abb. 32).

Trend 1:

Die Magmatite Capraias enthalten bei steigenden SiO_2 -Konzentrationen 234 ppm V (Trachybasalt), 122ppm V (Latit) und 74 ppm V (Quarzlatit).

Trend 2:

Sie liegen damit deutlich über den Werten der östlichen intermediären Magmatite mit 94ppm V (Radicofani), 39ppm V (Mte. Amiata), 56ppm V (Mte. Cimino).

Sowohl in den Latiten und Quarzlatiten Capraias, als auch in den Laven des Mte. Amiata und des Mte. Cimino können die (mit zunehmendem SiO_2 Gehalt) abnehmenden V-Konzentrationen durch magmatische Differentiation aus einem basaltischen Edukt oder durch Assimilation von V-armen Krustenmaterial verursacht worden sein.

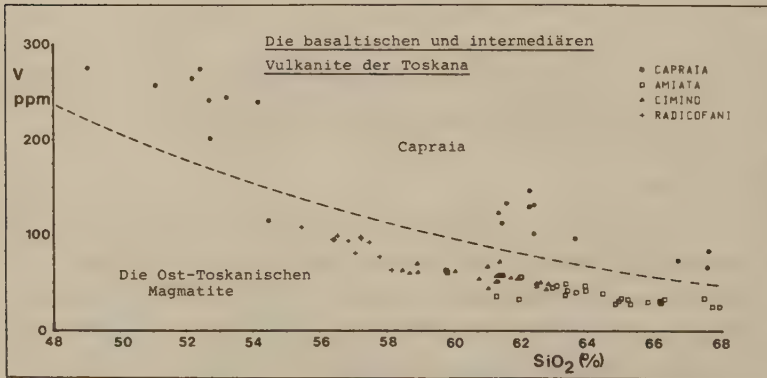


Abb. 32: Im Diagramm V- SiO_2 liegen die intermediären Extrusiva der östlichen Toskana² (Radicofani, Mte. Amiata, Mte. Cimino) in einer magmatischen Entwicklung mit geringeren V-Konzentrationen als die Vulkanite Capraias. Dies ist ein Indiz für unterschiedliche Zusammensetzungen im oberen Mantel unter Capraia und der östlichen Toskana.

4.4. Klassifikation nach CIPW-Normen

CIPW-Normberechnungen werden durchgeführt, um unabhängig vom häufig stark differierenden Modalbestand eine Vergleichbarkeit unterschiedlicher Magmatite durch den scheinbaren Bestand an Normmineralen zu ermöglichen.

So können die nur teilweise auskristallisierten Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz mit anderen Magmatiten der Region anhand der errechneten CIPW-Normminerale verglichen werden.

In den Tabellen 32 und 33 sind die CIPW-Durchschnittswerte angegeben.

4.4.1. System Qz-Ab-Or

In den sechziger und zu Beginn der siebziger Jahre wurden von verschiedenen Autoren (Winkler 1967; von Platen 1965; Morse 1970; Seck 1971) experimentelle Untersuchungen zum Schmelz- und Kristallisationsverhalten von granitoiden Magmen durchgeführt. Sie konnten im System Qz-Ab-Or den Schmelz- und Kristallisationsverlauf bei unterschiedlichen Drucken (P_{H_2O}) nachzeichnen.

Eine Abschätzung der P-T-Bedingungen für die Entstehung einzelner Magmatite beruht auf experimentellen Daten von Winkler et al. (1975). Sie ist, da sich Laboruntersuchungen nur schwer auf die natürlichen Bedingungen übertragen lassen, teilweise mit einer hohen Fehlerwahrscheinlichkeit behaftet.

So hat Johannes (1984) auf deutliche Schwankungen in der Bildungstemperatur von Plagioklas in Abhängigkeit von der Gasphase und der SiO_2 -Konzentration hingewiesen.

Einfluß des Druckes auf das Magmenverhalten

Verantwortlich für die Bildung eines Minimums oder eines Eutektikums im ternären System Qz-Ab-Or ist das System Ab-Or (Morse 1970; Seck 1971): Wenn das System Ab-Or ein Eutektikum aufweist, dann gilt dies auch für das Qz-Ab-Or-System; wenn das System Ab-Or ein Minimum zeigt, dann besitzt auch das System Qz-Ab-Or ein Minimum.

Im wasserfreien binären System Ab-Or, also bei geringen hydrostatischen Drucken, tritt ein Minimum auf. Der Solidus liegt sehr hoch, es kristallisiert ein Mischkristall aus, der sich erst im festen Zustand bei weiterer Abkühlung perthitisch oder anti-perthitisch entmischt. Damit entsteht ein Hypersolvus-Granit.

Bei hohen hydrostatischen Drucken wird die Solidus-Temperatur erniedrigt, der Solvus schneidet sich mit der Solidus-Kurve und aus dem

Tabelle der Durchschnittswerte von CIPW-Normmineralen in den Plutoniten

Gew. %	Mte. Capanne (19)	La Serra (6)	Mittelbap.(13)	Giglio (12)	Botro ai M. (7)	Gavorrano (11)	Castel di P. (14)							
	X	S	X	S	X	S	X	S						
Q	24,78	3,01	34,25	1,40	28,36	4,79	33,73	2,74	32,19	1,56	39,70	5,26	33,45	3,72
C	1,35	1,36	1,56	0,72	2,82	1,99	2,49	0,62	3,64	0,77	4,46	1,14	3,97	1,16
Or	23,83	2,22	22,58	1,59	25,17	3,52	27,94	2,81	36,37	2,49	35,02	5,69	32,31	3,99
Ab	29,41	2,73	24,70	2,80	32,17	6,00	20,10	2,88	17,63	2,99	12,31	7,19	13,79	6,70
An	11,31	3,48	9,43	1,15	4,37	4,09	7,70	2,93	6,17	1,03	2,24	2,69	6,16	2,58
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	3,35	0,81	2,12	0,23	2,29	1,39	2,37	1,10	2,17	0,54	1,41	1,04	3,16	0,98
Fs	3,47	0,74	2,99	0,18	0,91	0,74	3,08	1,30	-	-	1,86	1,89	3,59	1,28
Fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	0,56	0,27	0,50	0,15	1,48	0,58	0,76	0,18	0,01*	-	0,95	0,20	0,84	0,39
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	0,31	0,05	0,03	0,05	-	-
Il	0,79	0,19	0,72	0,11	0,56	0,34	0,70	0,18	0,28	0,05	0,48	0,49	0,80	0,15
Ap	0,39	0,11	0,38	0,06	0,28	0,16	0,47	0,16	0,24	0,11	0,34	0,16	0,52	0,11
Sum	99,24		99,23		98,41		99,34		99,01		98,80		98,59	
Di**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy**	6,82		5,11		3,20		5,45		2,17		3,27		6,75	
Ol**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

* Normineral nicht in allen Proben berechnet

** Hy und Di anteilig aus En und Fs bzw. Wo, En und Fs berechnet; Ol aus Fo und Fa berechnet

Tab. 32: Durchschnittswerte der CIPW-Normminerale in den Plutoniten der Toskanischen Magmenprovinz

Tabelle der Durchschnittswerte von CIPW-Normmineralen in den Vulkaniten

Gew. %	San Vincenzo (13)	Roccastrada (21)	Mte. Amiata (30)	Mte. Cimino (22)	Radicofoani (11)	Capraia Trachybasalt (9)	Capraia Latit (8)	Capraia Quarz-Latit (3)								
	S	X	S	X	S	X	S	X								
Q	30,71	2,59	41,23	3,15	22,78	4,99	15,28	3,57	9,21	3,29	0,75*	1,49	15,06	1,83	27,18	2,29
C	2,27	1,50	3,21	1,18	2,55	2,33	0,51	0,95	0,10	0,33	-	-	0,24	0,49	0,82	0,72
Or	27,40	2,42	28,42	1,34	33,68	2,32	34,71	2,81	23,75	3,33	17,16	2,49	20,22	1,59	23,99	0,44
Ab	23,99	1,94	18,73	3,81	15,55	1,69	16,73	2,07	17,81	3,03	27,23	4,63	22,28	1,99	24,48	3,23
An	8,83	1,17	3,78	1,30	13,95	3,64	16,03	2,24	23,30	2,56	10,29	5,22	20,99	1,17	13,85	0,59
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,76*	4,68	-	-	-	-
Wo	0,15	-	-	-	0,23*	0,63	1,24	1,48	3,02	1,69	9,45	1,91	2,00*	1,44	0,05*	0,08
En	1,99	0,45	0,82	0,22	3,49	0,96	6,03	1,85	12,04	1,24	10,69	4,20	8,25	2,05	3,39	0,01
Fs	0,35	0,41	0,05*	0,08	1,91	0,94	2,72	0,66	3,11	4,03	2,23	1,93	-	-	-	-
Fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,01	4,47	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,30	2,09	-	-	-	-
Mt	1,84	0,26	1,33	0,54	2,52	0,67	3,40	0,36	1,82	1,96	2,46	1,87	3,02	0,53	1,27	0,19
Hm	0,46	0,10	0,16	0,22	-	-	-	-	2,47	3,08	2,62	4,10	1,36	0,54	1,28	0,21
Il	0,54	0,10	0,36	0,21	0,94	0,11	1,41	0,12	1,49	0,20	2,22	0,81	1,11	0,13	0,76	0,12
Ap	0,31	0,09	0,23	0,08	0,59	0,36	1,12	0,26	1,36	0,43	1,25	0,22	0,55	0,11	0,49	0,13
Sum	98,84		98,32		98,19		99,18		99,48		98,42		99,08		97,56	

* Normmineral nicht in allen Proben berechnet

** Hy und Di anteilig aus En und Fs, bzw. aus Wo, En und Fs berechnet; Ol aus Fo und Fa berechnet

Tab. 33: Durchschnittswerte der CIPW-Normminerale in den Vulkaniten der Toskanischen Magmenprovinz

Minimum wird ein Eutektikum, es kristallisieren zwei Alkali-Feldspäte mit Or- bzw. Ab-Vormacht aus und es entsteht ein Subsolvus-Granit. Der Schnittpunkt der Solidus-Kurve mit dem Solvus wird bei Drucken von 2-3Kb erreicht (Morse 1970: 2,2Kb; Seck 1971: 3Kb).

Plutonite im System Qz-Ab-Or

Die toskanischen Intrusivgesteine lassen sich in zwei Gruppen unterteilen, die einen unterschiedlichen Bestand an Norm-Mineralen aufweisen und zwei verschiedenen geographischen Regionen angehören.

Plutonite des Archipels

Die Plutonite des toskanischen Archipels (Mte. Capanne Granodiorit, Granit von La Serra, Granit von Giglio) sind durch etwa ausgeglichene Qz:Ab:Or Verhältnisse von 1:1:1 gekennzeichnet und liegen damit nahe den Minima des Systems (Abb. 33).

Eine vorsichtige Druckabschätzung in den Plutoniten nach experimentellen Untersuchungen nach Winkler et al. (1975) deutet bei idealen Bedingungen (Gasphase H_2O -reich) und der deutlichen Vormacht des Ab über An (Tab. 32) auf ein Bildungsniveau von etwa 10-5 Kb für den Mte. Capanne Granodiorit und etwa 5Kb für die Granite von La Serra und Giglio hin.

Ein mögliches Temperaturintervall liegt bei Drucken von 5-10Kb nach Winkler et al. (1975) bei etwa 650-685 C.

Plutonite des Festlandes

Die Plutonite Botro ai Marmi (Ab/An 2,9), Gavorrano (Ab/An 5,5) und Castel di Pietra (Ab/An 2,2) befinden sich auf dem toskanischen Festland etwa 30-60km östlich der Plutonite des Archipels.

Die darstellenden Punkte der drei Intrusivkörper liegen deutlich außerhalb des Eutektikum/Minimum-Bereichs für granitoide Schmelzen und besitzen kein Qz-Ab-Or Verhältnis von 1:1:1 (Abb. 33). Dies ist auf geringe Ab-Gehalte (Tab. 32) zurückzuführen.

Die P-T-Abschätzung nach Winkler et al. (1975) deutet unter idealen Bedingungen (H_2O -reiche Gasphase; hohe Ab/An-Verhältnisse) für den Granit von Botro ai Marmi auf einen Druck von mehr als 5Kb hin, während die Granite von Gavorrano und Castel di Pietra bei etwa 5Kb liegen. Die Temperaturen der Magmen dürften bei zumindest 670 C gelegen haben.

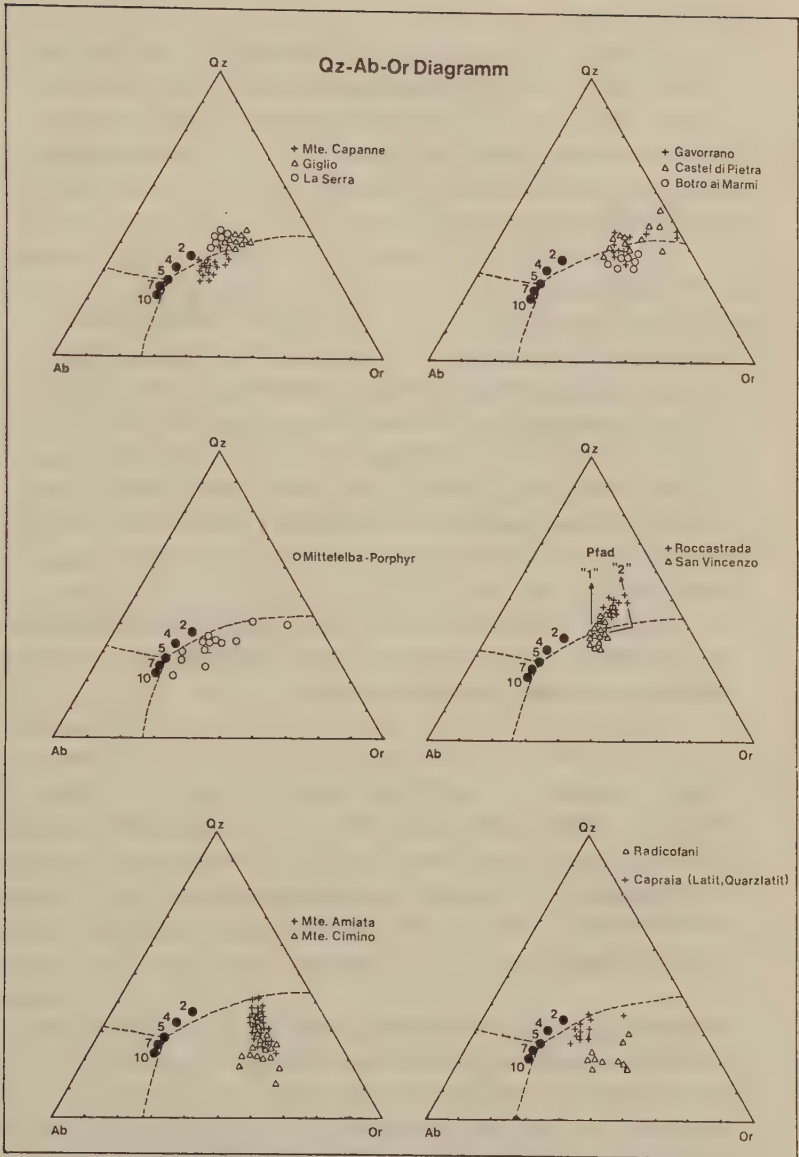


Abb. 33: Qz-Ab-Or-Diagramm der CIPW-Normminerale

Die Plutonite von La Serra, Giglio und dem Mte. Capanne liegen nahe den Eutektika des Systems, während die Intrusivkörper von Gavorrano, Castel di Pietra und Botro ai Marmi an der kotektischen Linie Qz-Or zu finden sind.

Die Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz weisen sehr unterschiedliche Werte auf. Auffällig ist, daß der Rhyolith von Roccastrada im Quarz-Feld liegt (Erläuterungen zu den möglichen Magmenentwicklungen entlang der Pfade "1" und "2" siehe Text).

(Die Zahlen in "Fettdruck" geben die Lage des Minimums oder des Eutektikums bei unterschiedlichem Druck in "Kb" an.)

Mittelalba-Porphyr

Eine Sonderstellung innerhalb der toskanischen Magmatite nimmt der Mittelalba-Porphyr ein. Aufgrund seiner Platznahme als Subvulkan steht er zwischen den Plutoniten und den Vulkaniten. Die hohe Variation seiner darstellenden Punkte im System Qz-Ab-Or reicht von Werten, die nahe denen des Mte. Capanne Granodiorits liegen bis zu Qz- und Or-reichen Proben (Abb. 33).

Vulkanite im System Qz-Ab-Or

Wie die Plutonite lassen sich auch die Vulkanite aufgrund ihres normativen Mineralbestandes in verschiedene Gruppen unterteilen:

1. Die Vulkanite von San Vincenzo und Roccastrada zeigen im Qz-Ab-Or-Diagramm eine einheitliche Entwicklung von Feldspat-reicheren Proben in San Vincenzo zu Quarz-reicheren Proben in Roccastrada. Die Abschätzung des hydrostatischen Druckes nach Winkler et al. (1975) deutet auf ein Schmelzniveau in San Vincenzo von etwa 5-7Kb hin, während der Vulkanit von Roccastrada bei etwa 5Kb aufgeschmolzen sein kann.
Die Temperatur der Vulkanite kann nicht abgeschätzt werden, weil diese überhitzt waren und deshalb keine Zuordnung der darstellenden Punkte zu Isothermen möglich ist (Abb. 33).
2. Die Magmatite des Mte. Amiata und Mte. Cimino bilden die zweite Gruppe innerhalb der toskanischen Vulkanite. Keine der analysierten Proben hat ihren darstellenden Punkt im oder in der Nähe eines Minimums/Eutektikums des Granitsystems. Es zeigt sich auch keine Entwicklung vom Minimum oder Eutektikum des Systems weg. Man kann deshalb annehmen, daß die Erstschnmelzen dieser Magmatite überhaupt nicht am Minimum/Eutektikum des Systems lagen (Abb. 33).
3. Zur dritten Gruppe innerhalb der Vulkanite gehören die beiden Magmenkörper Radicofani und Capraia (Abb. 33).
Die Trachybasalte von Capraia werden durch die Normminerale Qz, Ab und Or mit nur etwa 50-55% repräsentiert, innerhalb der Latite und Qz-Latite steigt der Anteil der drei Normminerale auf 60-70%. Das heißt, die Aussagekraft des Systems Qz-Ab-Or ist in den Magmatiten von Radicofani und Capraia deutlich eingeschränkt. Die Latite und Qz-Latite Capraias liegen im Bereich der Minimumschmelzen des Diagrammes und könnten deshalb durchaus

sialisch-anatektische Schmelzen sein, zumal ihre darstellenden Punkte im System sehr ähnlich denen des Mte. Capanne Granodiorits und einigen Proben des Mittelalpa-Porphyr sind.

4.4.2. System Ab-An-Or

Das System Ab-An-Or wurde von Winkler und Breitbart (1978) unter Labor-Bedingungen bei hydrostatischen Drucken von 5 und 7Kb untersucht. Die Untersuchungen der toskanischen Magmatite im Ab-An-Or-System stützen sich auf diese Arbeit.

Plutonite des Archipels

Die Analysenwerte der Magmatite der toskanischen Inselgruppe (Mte. Capanne, Giglio, La Serra) liegen in der Nähe der kotektischen Linie für 5Kb des Diagramms An-Ab-Or (Abb. 34).

Alle Proben der Elbaner Magmatite befinden sich oberhalb der kotektischen Linie Orthoklas-Plagioklas im Plagioklasfeld, die darstellenden Punkte des Granits von Giglio befinden sich unmittelbar an der kotektischen Linie oder im Orthoklasfeld.

Eine vorsichtige Temperaturabschätzung der Magmentemperatur nach Winkler und Breitbart (1978) deutet unter idealen Laborbedingungen (H_2O -reiche Gasphase) und 5Kb Druck für den Mte. Capanne Granodiorit auf ein Temperaturintervall von 650-695 C, für die Granite (Giglio, La Serra) von 670-685 C hin.

Plutonite des Festlandes

Die Gruppe der Plutonite des toskanischen Festlandes (Botro ai Marmi, Gavorrano, Castel di Pietra) zeigt eine gerichtete Entwicklung auf den Or-Endpunkt des Systems hin (Abb. 34).

Alle Proben (Ausnahme: eine Probe von Botro ai Marmi) liegen im Orthoklas-Feld.

Die Temperaturabschätzung bei 5Kb nach Winkler und Breitbart (1978) deutet für die Proben nahe der kotektischen Linie eine Mindesttemperatur von 675 C an, für die Or-reichen Proben von Gavorrano und Castel di Pietra einen Wert von 740 C. Dieser Wert ist allerdings unrealistisch, weil die Or-reichen Proben nicht durch magmatische Prozesse sondern durch metasomatische Alteration eine K_2O -Anreicherung erfahren haben.

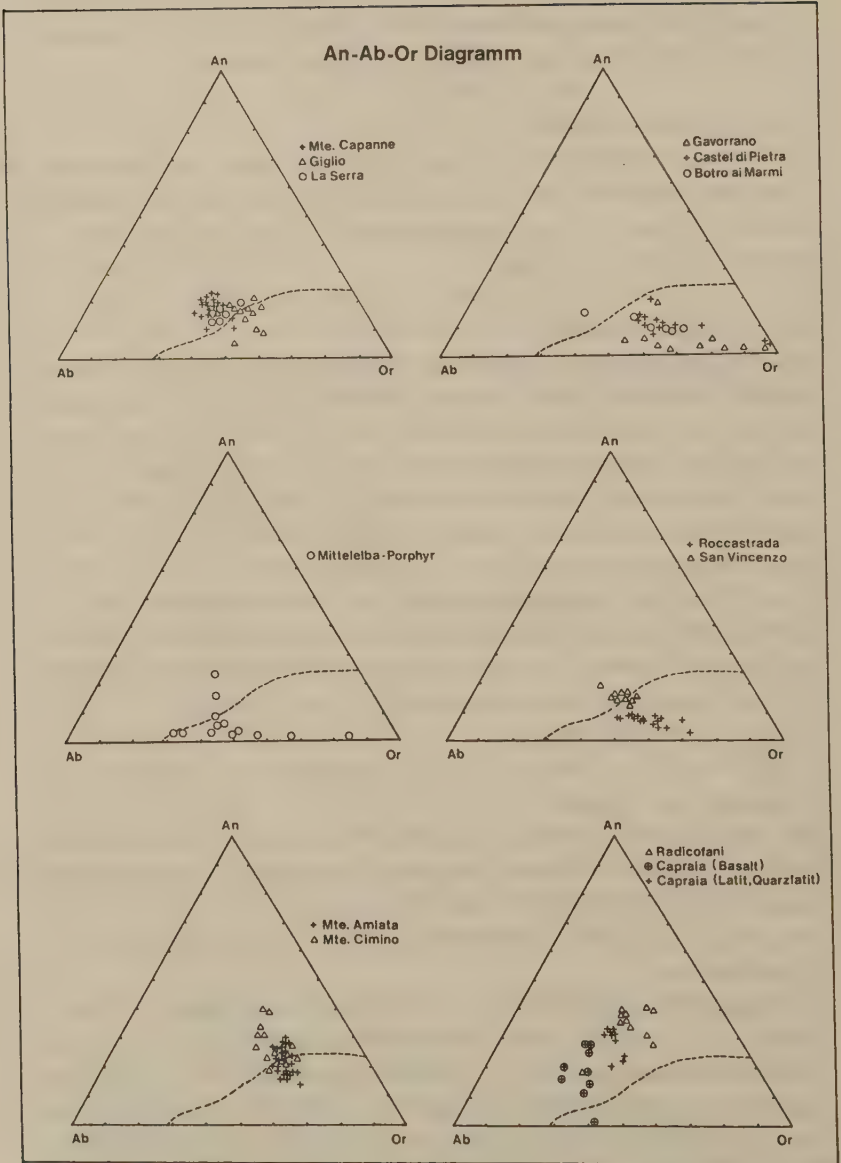


Abb. 34: An-Ab-Or-Diagramm der CIPW-Normminerale
Die Plutonite von La Serra, Giglio und dem Mte. Capanne liegen an der kotektischen Linie des Systems, während die Intrusiva von Gavorrano, Castel di Pietra und Botro ai Marmi ins Or-Feld fallen.
Die Vulkanite der Toskanischen Magmenprovinz zeigen sehr variable Werte.

Mittelalba-Porphyr

Die Mehrzahl der Analysen weist wie auch der Mte. Capanne Granodiorit ein Ab/Or Verhältnis von mehr als 1:1 auf. Im Unterschied zum Mte. Capanne ist der Mittelalba-Porphyr deutlich An-ärmer (Abb. 34).

Vulkanite

Für die toskanischen Vulkanite ist weder eine Temperatur- noch eine Druckabschätzung im System Ab-An-Or möglich, weil:

1. Vulkanite im allgemeinen überhitzt sind und sich deshalb ihre darstellenden Punkte nicht mit den Isothermen im System Ab-An-Or korrelieren lassen, und
2. das System zur Zeit nur für den Bereich des hydrostatischen Druckes von 5-7Kb untersucht ist.

Die Vulkanite von San Vincenzo und Roccastrada (Abb. 34) zeigen im System Ab-An-Or keine einheitliche Entwicklung. Die darstellenden Punkte von San Vincenzo liegen auf der kotektischen Linie Plagioklas-Orthoklas, die Analysenwerte von Roccastrada befinden sich deutlich im Or-Feld.

Die Analysenwerte der Mte. Amiata- und Mte. Cimino-Proben (Abb. 34) häufen sich an der kotektischen Linie Alkalifeldspat-Plagioklas. Die darstellenden Punkte des Mte. Cimino befinden sich größtenteils im Plagioklasfeld, die des Mte. Amiata beiderseits der kotektischen Linie.

Die darstellenden Punkte von Radicofani und Capraia (Abb. 34) sind überwiegend im Plagioklasfeld zu finden. Auffällig ist die Ab-Abnahme der Analysenwerte von den Trachybasalten über die Latite Capraias zu den basaltischen Andesiten Radicofanis.

Die Proben Radicofanis überlagern sich mit einigen Proben des Mte. Cimino.

4.4.3. Interpretation

Die Abschätzungen der Druck- und Temperaturbedingungen in den Kapiteln 4.4.1 und 4.4.2 nach Winkler et al. (1975) und Winkler und Breitbart (1978) gilt unter idealen experimentellen Voraussetzungen, die in der Natur praktisch nicht vorkommen. Die auf diese Weise ermittelten Daten können deshalb allenfalls als Näherungswerte, nicht jedoch als genaue Festlegung der physikalischen Bedingungen angesehen werden.

Plutonite

Die Plutonite des Archipels (Mte. Capanne, Giglio, La Serra) zeigen in allen Proben Zusammensetzungen, die in der Nähe des Eutektikums im System Qz-Ab-Or und der kotektischen Linie des Systems Ab-An-Or liegen. Der Schmelzbeginn dieser Plutonite ist mit hoher Wahrscheinlichkeit im Eutektikum/Minimum des ternären Systems Qz-Ab-Or zu suchen. Bei zunehmender Ausschmelzung steht von allen drei am System beteiligten Komponenten Material in ausreichender Menge zur Verfügung, so daß die Schmelzzusammensetzung auch bei zunehmender Bildung von Teilschmelzen im ternären Minimum/Eutektikum verbleibt.

Die Plutonite des Festlandes zeigen im System Qz-Ab-Or eine deutliche Abnahme des normativen Ab bei einer Zunahme von normativem Qz und Or. Diese Beobachtung kann wie folgt interpretiert werden: Nach dem Schmelzbeginn der Magmen am eutektischen Punkt oder auf der kotektischen Linie nahe dem Minimum wird der Ab-Anteil des Eduktes schnell verbraucht und die Zusammensetzung der Schmelze verlagert sich entlang der kotektischen Linie zu einem immer Or- und Qz-reicheren Magma.

Die große Variation der darstellenden Punkte des Mittelalpa-Porphyr in den Diagrammen Qz-Ab-Or und Ab-An-Or deutet auf ein inhomogenes Edukt oder die Mischung zweier Magmen hin.

Vulkanite

San Vincenzo, Roccastrada

Innerhalb der Vulkanite San Vincenzo und Roccastrada wandert die Schmelzzusammensetzung im System Qz-Ab-Or bei starker Ab-Abnahme ins Kristallisationsfeld des Qz ohne auf den Qz-Endpunkt des Systems direkt zuzulaufen. Dieses Verhalten ist ungewöhnlich. Entweder wäre ein direktes Zulaufen der darstellenden Punkte auf den Qz-Endpunkt zu erwarten gewesen (Abb. 33 Pfad 1), oder ein Auswandern der Punkte zunächst auf die kotektische Linie Qz-Or und dann nach Verbrauch des Or-Anteils ein Zulaufen auf den Qz-Endpunkt (Abb. 33 Pfad 2). Die Lage der Punktwolke im Qz-Ab-Or System ist nur mit Hilfe des petrographischen Befundes zu erklären:

Nachdem der Ab-Anteil im Edukt verbraucht ist, kann kein weiterer Ab der Schmelze zugeführt werden, die Zusammensetzung des Magmas wandert entlang der kotektischen Linie Qz-Or vom Eutektikum weg. Die (im

petrographischen Befund nachgewiesenen) reliktschen Quarze (Reste eines vermutlich regionalmetamorphen Eduktes, Kap. 5.1) in der Schmelze verschieben die scheinbare Schmelzzusammensetzung ins Kristallisationsfeld des Qz.

Mte. Amiata, Mte. Cimino

Die darstellenden Punkte der intermediären Vulkanite des Mte. Amiata und Mte. Cimino liegen weder im ternären Eutektikum/Minimum des Qz-Ab-Or-Diagramms noch entlang der kotektischen Linien, wie es bei sialisch-anatektischen Schmelzen zu erwarten gewesen wäre. Erstschnelzen eines krustenanatektischen Magmas sollten nach Winkler (1976) im Eutektikum oder nahe dem Minimum des Qz-Ab-Or Systems liegen. Bei zunehmender Aufschmelzung kann die Zusammensetzung des Magmas im Bereich des Minimums/Eutektikums verbleiben, oder entlang von kotektischen Linien und Linien der Mischkristallbildung verlaufen. Erst wenn der Schmelze nur noch eine der Komponenten Qz, Ab oder Or zugeführt wird, laufen die darstellenden Punkte der Schmelzzusammensetzung direkt auf den Eckpunkt der jeweiligen Komponente zu.

Da die Punktwolke der beiden Magmatite keine Zuordnung zu einer der dargestellten Möglichkeiten zuläßt, muß die These einer ausschließlichen Krustenaufschmelzung, wie sie Marinelli (1975) vorschlägt, angezweifelt werden.

Capraia

Die darstellenden Punkte der Latite und Quarzlatite von Capraia liegen in der Nähe der eutektischen Punkte des Granitsystems. Es muß darauf hingewiesen werden, daß dieser Bereich im Dreiecksdiagramm sowohl durch die Bildung von Teilschnelzen in der Kruste, als auch durch weitgehende Differentiation von basischem Ursprungsmagma erreicht werden kann. Innerhalb der Latite und Quarzlatite von Capraia deuten die petrographischen Daten auf ihre Differentiation aus einem basaltischem Magma hin (Kap.3.11.).

Im System Ab-An-Or befinden sich alle Punkte der beiden Magmatite im Plagioklas-Feld, wobei auffällig ist, daß der Ab-Gehalt des primitiven Trachybasaltes von Capraia über dem der höherdifferenzierten Latite und Quarz-Latite Capraias liegt. Dies deutet entweder auf eine postmagmatische Na-Zufuhr (z.B. Spilitisierung) hin, oder auf einen Na-reichen oberen Mantel.

4.4.4. Magmenentwicklung im Diagramm Diopsid*/Korund* - Differentiationsindex

Das Ziel der Untersuchungen im Variationsdiagramm Korund*/Diopsid* - Differentiationsindex ist es, die Herkunft der zum Teil hohen Korundgehalte in den granitischen Magmenkörpern zu erklären. (Der Differentiationsindex wird von Thornton und Tuttle (1960) als die Summe der CIPW-normativen leukokraten Minerale definiert.)

Grundsätzlich können hohe Al_2O_3 -Konzentrationen in SiO_2 -reichen Schmelzen durch zwei verschiedene Prozesse erreicht werden:

1. Ein hoher Gehalt an normativem Korund in intermediären bis granitischen Magmatiten kann durch eine fraktionierte Kristallisation von Al-armen Mineralphasen verursacht werden (Cawthorn et al. 1976): Eine magmatische Differentiation einer Schmelze mit der Kristallisation von Diopsid (Kushiro und Yoder 1972) oder Amphibol (Cawthorn et al. 1976) führt zu abnehmenden Ca- und zunehmenden Al-Konzentrationen und damit zu einem Entwicklungstrend von Diopsid-normativen zu Korund-normativen Laven. Cawthorn et al. (1976) weisen darauf hin, daß normativer Korund nur in Magmatiten des kalk-alkalischen Differentiationstrends auftritt und nicht in Magmatiten der Tholeiit-Reihe.
2. Eine andere Möglichkeit die hohen Al-Konzentrationen in den Si-reichen bis intermediären Magmatiten der Toskana zu deuten, ist die einer primär hohen Al-Konzentration bei geringem Ca-Gehalt. Dieses Verhalten des Al würde auf die krusten-anatektische Herkunft der untersuchten Magmatite hindeuten (vgl. Pitcher 1979).

Capraia

Die Magmatite der Insel Capraia zeigen bei zunehmendem Differentiations-Index eine starke Abnahme des normativen Diopsid-Gehaltes von durchschnittlich 21,23% in den Trachybasalten zu 6,65% in den Latiten (6 von 8 Proben Di-normativ) und 0,90% in den Quarz-Latiten (1 von 3 Proben Di-normativ) (Abb. 35).

*CIPW-Normminerale

Diagramm Diopsid/Korund*- Differationsindex

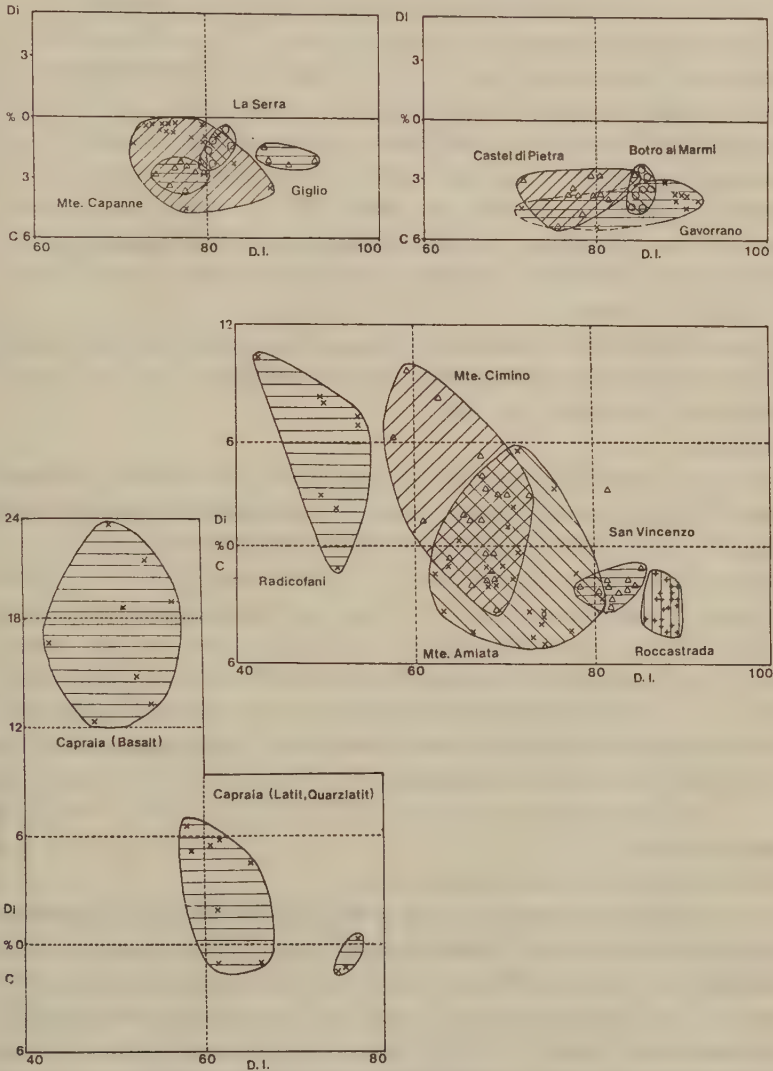


Abb. 35: Diagramm Diopsid/Korund* - Differationsindex
 Während die Plutonite und Si-reichen Vulkanite ins Feld der Korund-normativen Gesteine fallen, zeigen die basischen bis intermediären Vulkanite von Capraia, Radicofani und dem Mte. Cimino eine Entwicklung von Diopsid-normativen zu Korund-normativen Magmatiten. Der Mte. Amiata nimmt eine Stellung zwischen Korund-normativen Gesteinen und Magmatiten, die sich von Diopsid- zu Korund-normativ entwickelt haben, ein.
 *CIPW-Normminerale

Mte. Amiata, Mte. Cimino, Radicofani

Der Latit-Andesit von Radicofani weist bei ähnlichen Differentiationsindices wie die Trachybasalte Capraias wesentlich geringere Diopsid-Konzentrationen auf (Abb. 35).

Die beiden Extrusivkörper Mte. Amiata und Mte. Cimino führen sowohl normativen Korund als auch normativen Diopsid (Abb. 35).

Innerhalb des Vulkanits des Mte. Cimino ist eine Entwicklung bei steigendem Differentiationsindex von Diopsid-normativ zu Korund-normativ zu beobachten.

Die Laven des Mte. Amiata fallen zum größten Teil ins Korund-Feld, sie zeigen keine gerichtete Entwicklung im Diagramm.

Si-reiche Vulkanite

Die Korund-normativen Extrusiva von Roccastrada und San Vincenzo zeigen keine Schwankungen im Korundgehalt bei variierendem Differentiationsindex (Abb. 35).

Plutonite

Keiner der Plutonite der Toskanischen Magmenprovinz führt im normativen Mineralbestand Diopsid, die Korund-Gehalte schwanken zwischen 0,1% und 6,7%, eine Korund-Zunahme mit steigendem Differentiationsindex ist nicht zu verzeichnen.

Geringe durchschnittliche Konzentrationen von normativem Korund in den Plutoniten Mte. Capanne, La Serra und Giglio mit 1,35-2,49% und höhere Gehalte des Normminerals in den Intrusiva Gavorrano, Castel di Pietra und Botro ai Marmi mit 3,64-4,5% (Tab. 32) sind ein weiteres Indiz für geochemische Unterschiede in den Plutoniten der toskanischen Inselgruppe und denen des Festlandes.

Interpretation

Die basaltischen bis intermediären Laven

Die differentiative Abnahme an normativem Diopsid und das Auftreten von normativem Korund in den intermediären bis basaltischen Magmatiten der Toskana kann mit einer fraktionierten Kristallisation von Diopsid, Amphibol und Plagioklas erklärt werden (vgl. Kushiro und Yoder 1972; Cawthorn et al. 1976).

Beispielhaft beobachten läßt sich dies in den verschiedenen Magmenkörpern Capraias (Abb. 35).

- Die Trachybasalte Capraias enthalten keine Ca-führenden porphyrischen Einsprenglingsminerale (modal). Es hat deshalb wahrscheinlich keine Absaigerung von Ca-führenden Mineralen stattgefunden. Die

Diopsid*-Konzentrationen sind deshalb hoch.

- In den Latiten Capraias kommen porphyrische Einsprenglinge von Olivin, Orthopyroxen (mit Ca-reichen Säumen), Klinopyroxen, Plagioklas und Biotit vor. Eine Absaigerung dieser Mineralphasen bei der magmatischen Differentiation hat zur Verringerung der Mantel-kompatiblen Elemente mit Ca und zur relativen Anreicherung der Mantel-inkompatiblen Elemente geführt. Damit sind die geringen Diopsid*-Werte in den Latiten zu erklären.
- Die Quarzlatite Capraias führen neben den in den Latiten auftretenden Mineralen zusätzlich Amphibol (Titan-führend) und Sanidin. In diesen Magmenkörpern saigerten ebenfalls mafische Minerale ab und es verstärkte sich bei zunehmender magmatischer Differentiation der Effekt einer Ca-Verarmung und einer relativen Anreicherung von leukokraten (Al-reichen) Mineralphasen, wie er auch in den Latiten zu beobachten ist.

Ein seltenes Auftreten des Diopsid* bei geringem Anstieg des Differentiations-Indexes ist in den Magmatiten von Radicofani und Mte. Cimino zu beobachten. Ursache dafür ist vermutlich eine Segregation von Plagioklas und Klinopyroxen (modal) während der Differentiation in beiden Magmenkörpern.

In den Proben des Mte. Amiata ist keine Diopsid*-Verarmung und relative Korund*-Anreicherung durch magmatische Differentiation zu beobachten. Der Vulkanit nimmt eine Zwischenstellung zwischen den basaltischen bis intermediären Diopsid-führenden, differenzierten Magmatiten und den Korund-normativen Plutoniten und SiO_2 -reichen Vulkaniten ein.

Plutonite und SiO_2 -reiche Vulkanite

Die im normativen Mineralbestand nahezu Diopsid*-freien Plutonite und Vulkanite weisen keine Veränderung der Korund*-Gehalte mit zunehmendem Differentiations-Index auf.

Diese Beobachtung kann wie folgt erklärt werden: Eine fraktionierte Kristallisation von Diopsid und Amphibol (modal), die nach Cawthorn et al. (1976) und Kushiro und Yoder (1972) zu einer Verringerung des Ca/Al-Verhältnisses und damit zu einer Korund-Zunahme (normativ) führt,

fand in den Si-reichen Magmatiten der Toskana nicht statt. In keinem der untersuchten Magmatite tritt modaler Pyroxen oder Amphibol auf. Der Al-Reichtum in den untersuchten Magmatiten ist somit wahrscheinlich mit primär hohen Al-Gehalten in den Schmelzen zu erklären.

Da primär hohe Al-Gehalte und geringe Ca-Werte typisch für Krustenanatexite sind (Pitcher 1982; White und Chappell 1974), kann die Herkunft der Magmen aus der Kruste angenommen werden.

Die unterschiedlich hohen Al-Konzentrationen in den Plutoniten des Archipels und den Plutoniten des Festlandes sind deshalb auf unterschiedliche Al-Werte in den Edukten der jeweiligen Magmatite zurückzuführen.

4.5. Statistische Auswertungen

Zu den statistischen Auswertungen wurden die Programme SPSS (Unterprogramme: Condescriptive und Pearson Korrelation) und Clustan herangezogen.

Ziel der Untersuchungen war es, gemeinsame Entwicklungen in unterschiedlichen Magmatiten anhand einzelner Elementpaare (z.B. Cr-K) nachzuweisen.

Die Methodik der verschiedenen Auswerteverfahren ist in Nie et al. (1975), Beutel und Schubö (1981), Hull et al. (1981) und Kuffner und Wittenberg (1983) eingehend beschrieben.

4.5.1. Korrelationskoeffizient nach Pearson

Die Korrelationskoeffizienten einzelner Elemente in den verschiedenen Magmatiten beschreiben jeweils gleichgerichtete Entwicklungen in einzelnen Elementpaaren und deren Streuung.

Die vorliegende Untersuchung beschränkt sich darauf, ungewöhnliche Übereinstimmungen zu beschreiben und verzichtet auf Lokalitäten, in denen nur die erwarteten Elementkorrelationen auftreten. Ungewöhnliche Korrelationen im Sinne einer hohen Übereinstimmung von Mantel-kompatiblen mit Mantel-inkompatiblen Elementen sind nur in den Lokalitäten Mte. Cimino (Tab. 34 a, b) und Radicofani (Tab. 34 c) zu beobachten.

In Kapitel 4.1. ("Geochemische Kurzbeschreibungen") wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Spurenelemente Cr und Ni in einigen Proben des Mte. Cimino hoch sind, während sie in anderen niedrig liegen (Tab. 26). Überraschenderweise sind die beiden genannten Spurenelemente in den Proben, wo sie hohe Konzentrationen aufweisen hoch mit Zr und dem Mantel-inkompatiblen K korreliert (Tab. 34 a), während sie bei geringen Werten keine Korrelation zu diesen Elementen (Tab. 34 b) zeigen. Auch im Vulkanit von Radicofani ist eine hohe positive Korrelation zwischen K, Cr, Ni, Zr sowie Rb nachzuweisen (Tab. 34c).

Diese hohen positiven Korrelationen sind ein Indiz gegen eine K-Kontamination in beiden Lokalitäten, denn dann wäre die Korrelation des K mit den Mantel-kompatiblen Spurenelementen negativ und nicht, wie in den beiden Magmatiten, positiv.

Vermutlich waren die Schmelzen schon primär reich an den untereinander hoch korrelierten Elementen; möglicherweise stammt somit ein großer Teil des K_2O aus dem oberen Mantel und nicht aus der Kruste.

Mte. Cimino, Cr- und Ni-reich (n=4)										
a)	Si	Al	Ca	Na	K	Cr	Ni	Cu	Zr	Rb
Si	-	-0,49	-0,94	0,55	-0,64	-0,50	-0,37	-0,46	-0,47	0,62
Al		-	0,25	-0,98	-0,35	-0,48	-0,61	-0,66	-0,49	-0,97
Ca			-	-0,28	0,80	0,73	0,61	0,49	0,71	-0,36
Na				-	0,28	0,44	0,57	-0,52	0,47	0,99
K					-	0,97	0,95	-0,03	0,95	0,20
Cr						-	0,99	-0,02	0,99	0,36
Ni							-	-0,14	0,98	0,50
Cu								-	0,31	-0,54
Zr									-	0,40

Mte. Cimino, Cr- und Ni-arm (n=18)										
b)	Si	Al	Ca	Na	K	Cr	Ni	Cu	Zr	Rb
Si	-	-0,37	-0,76	-0,30	0,60	-0,44	-0,47	-0,47	0,31	0,46
Al		-	-0,22	-0,19	-0,33	-0,16	-0,28	-0,03	-0,07	-0,42
Ca			-	0,49	-0,58	0,62	0,76	0,54	-0,44	-0,35
Na				-	-0,57	-0,08	0,20	-0,27	-0,66	-0,48
K					-	-0,11	-0,25	-0,04	0,77	0,88
Cr						-	0,88	0,71	0,12	0,13
Ni							-	0,69	-0,08	0,05
Cu								-	0,28	0,19
Zr									-	0,80

Radicofani (n=12)										
c)	Si	Al	Ca	Na	K	Cr	Ni	Cu	Zr	Rb
Si	-	-0,25	-0,77	-0,55	0,60	0,03	-0,01	-0,41	0,38	0,69
Al		-	-0,09	0,12	-0,38	-0,13	-0,26	-0,37	-0,13	-0,48
Ca			-	0,65	-0,78	-0,38	-0,34	-0,04	-0,76	-0,78
Na				-	-0,44	0,01	-0,15	0,23	-0,64	-0,66
K					-	0,71	0,73	0,14	0,84	0,89
Cr						-	0,96	0,74	0,72	0,43
Ni							-	0,66	0,79	0,52
Cu								-	0,41	-0,11
Zr									-	0,80

Tab. 34: Korrelationsanalyse nach Pearson (in Beutel und Schubö 1981)
 In dem Latit-Andesit von Radicofani sind die Elemente K, Rb, Cr, Ni und Zr hoch und positiv miteinander korreliert. Eine hohe und positive Korrelation der Elemente K, Cr, Ni und Zr ist ebenso in den Cr- und Ni-reichen Proben des Mte. Cimino zu verzeichnen.

4.5.2. Clusteranalyse

Zielsetzung der Clusteranalyse ist es, die Gesteine der einzelnen Lokalitäten auf ihre geochemische Homogenität hin zu überprüfen und Ähnlichkeiten zwischen verschiedenen Magmenkörpern festzustellen. Aus den Ergebnissen sollen Schlüsse auf die Genese einzelner Magmenkörper gezogen werden.

Clusteranalyse für die intermediären bis basaltischen Magmatite der Toskanischen Magmenprovinz

Die Clusteranalyse wurde nach dem hierarchischen Verfahren (Procedure Hierarchy) mit dem Programm Clustan nach Wishart (1975) ohne Wichtung der einzelnen Elemente (=Merkmale) durchgeführt.

Die Anzahl der analysierten Elemente beträgt 22, die Anzahl der Proben 83.

Auswahl der Proben:

Alle bisher beprobten intermediären und basaltischen Magmatite sind der Gruppenbildung unterzogen worden. Sie entstammen dem Ost- und Westbereich der Toskanischen Magmenprovinz.

Die untersuchten Magmatite: Capraia (n=20)

(davon Trachybasalte n=9

Latite n=8

Quarzlatite n=3)

Radicofani (n=11)

Mte. Cimino (n=22)

Mte. Amiata (n=30)

Es wurden alle mit der EDRFA gemessenen Elemente in die Untersuchung einbezogen. Dies sind im Einzelnen:

-SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ (als Gesamteisen), MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ (in Gew. %)

-V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Pb (in ppm)

Beschreibung:

Die Clusteranalyse trennt die intermediären bis basaltischen Magmatite der Toskana in zwei Hauptgruppen und sechs Untergruppen (Abb. 36)

In der Hauptgruppe 1 vereinigen sich bis zum Distanzniveau d=17 folgende Untergruppen:

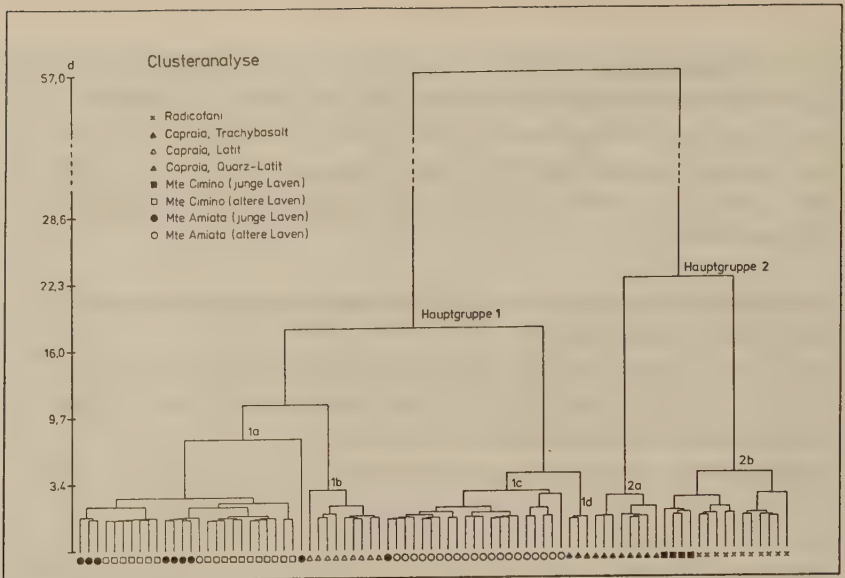


Abb. 36: Dendrogramm der basaltischen bis intermediären Vulkanite der Toskana. Die Proben des Mte. Cimino und des Mte. Amiata fallen jeweils in zwei verschiedene Cluster. Die übrigen Extrusivkörper sind sehr homogen zusammengesetzt und bilden in sehr geringen Distanzniveau geochemisch einheitliche Gruppen.

Untergruppe 1a: 18 Proben Mte. Cimino (Cr- und Ni-arm) + 8 Proben Mte. Amiata (basischer Gesteinstyp)

Untergruppe 1b: 9 Proben Latite von Capraia

Untergruppe 1c: 22 Proben Mte. Amiata (Si-reicher Gesteinstyp)

Untergruppe 1d: 3 Proben Quarzlatite Capraia

Die Untergruppen 1a und 1b vereinigen sich im Distanzniveau $d=10$, die Untergruppen 1c und 1d im Distanzniveau $d=5$.

Damit bilden die Magmatite des Mte. Cimino ($n=18$, Cr- und Ni arm), die Proben des Mte. Amiata ($n=8$, basische Gesteine) und die Latite von Capraia ($n=8$) eine zusammengesetzte Untergruppe (1a + 1b).

Die Si-reichen ehemaligen Lavaströme des Mte. Amiata ($n=22$) formen mit den Quarzlatiten von Capraia ($n=3$) eine weitere zusammengesetzte Untergruppe (1c + 1d).

Die Hauptgruppe 2 wird aus zwei Untergruppen zusammengesetzt:

Untergruppe 2a: 8 Proben Trachybasalte Capraia

" 2b: 4 Proben Mte. Cimino (Cr- und Ni-reich) + 11 Proben Radicofani

Die Trachybasalte von Capraia (Untergruppe 2a) bilden erst im hohen Distanzniveau ($d=22$) mit den Proben von Radicofani und dem Mte. Cimino (Untergruppe 2b) einen Cluster.

Interpretation

Die Ergebnisse der Clusteranalyse deuten auf eine große geochemische Homogenität in den einzelnen Magmenkörpern hin:

Alle Proben der Trachybasalte, Latite und Quarzlatite von Capraia, des Latit-Andesits von Radicofani und die meisten Proben vom Mte. Amiata und vom Mte. Cimino bilden jeweils in geringen Distanzniveaus einzelne Gruppen, sie sind sich also sehr ähnlich.

Auffällig ist das Verhalten bezüglich der Gruppenbildung auf geochemischer Basis lediglich bei einigen Proben des Mte. Amiata und des Mte. Cimino:

- Der junge Extrusionskomplex des Mte. Amiata formt nicht mit den älteren Gesteinen dieser Lokalität eine geochemisch ähnliche Gruppe, sondern mit den Cr- und Ni- armen Proben des Mte. Cimino (Untergruppe 1a):

Dieses Verhalten gibt einen Hinweis darauf, daß sich die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Laven des Mte. Amiata mit abnehmendem Alter dem Chemismus des Vulkanits vom Mte. Cimino angleicht.

- Vier der 22 am Mte. Cimino entnommenen Proben bilden eine Gruppe mit den Magmen von Radicofani (Untergruppe 2b). Diese Gruppenzuordnung ist durch die hohen Gehalte von Cr, Ni, Zr und MgO in beiden Lokalitäten zu erklären.

Die völlige Veränderung des Spurenelementchemismus, insbesondere der Elemente Cr und Ni (Zunahme der Gehalte beider Elemente um das 10-fache) in den jungen Laven des Mte. Cimino ist nicht auf eine sukzessive Veränderung des Gesamtchemismus der Laven zurückzuführen, sondern durch ein plötzliches Ereignis.

Dies deutet an, daß zum Abschluß der Aktivität des Vulkanits von Mte. Cimino die Injektion eines Magmas vom Typ "Radicofani" stattgefunden hat.

Zusammenfassend läßt sich unter Berücksichtigung der bisherigen geochemischen Untersuchungen sagen, daß die Magmatite der Hauptgruppe 1 einen höheren Anteil von lithophilen, Mantel-inkompatiblen Elementen aufweisen als die Extrusiva der Hauptgruppe 2.

In der Hauptgruppe 2 treten Gesteine mit einem hohen Anteil von Mantel-kompatiblen Elementen (vgl. Kap. 4.1.) auf. Dies deutet auf einen starken Einfluß von Gesteinen aus dem oberen Mantel in diesen Magmen hin.

Clusteranalyse für die granodioritischen und granitischen Magmatite der Toskanischen Magmenprovinz

Die Clusteranalyse der granodioritischen und granitischen Magmatite wurde nach der hierarchischen Methode mit dem Programm Clustan (Wishart 1975) durchgeführt (Cluster nach Fällen).

Die Anzahl der Fälle beträgt 116, die Anzahl der Elemente 22.

Auswahl der Proben:

Die Magmatite folgender Lokalitäten sind bezüglich einer Gruppenbildung auf geochemischer Basis untersucht worden:

Giglio (n=12);	Mte. Capanne (n=19);
Mittelalba-Porphyr (n=13);	La Serra (n=6);
San Vincenzo (n=13);	Castel di Pietra (n=14);
Gavorrano (n=11);	Botro ai Marmi (n=7);
Roccastrada (n=21)	

Beschreibung:

Die Untersuchung der Si-reichen Magmatite führt zur Einteilung in zwei Hauptgruppen, die sich im Distanzniveau d=58 vereinigen (Abb. 37).

Die Hauptgruppe 1 wird durch die Magmatite Roccastrada (n=21), Botro ai Marmi (n=7), den meisten Proben von Gavorrano (n=8) und wenigen Proben von Giglio (n=3), Castel di Pietra (n=1) und dem Mittelalba-Porphyr (n=1) aufgebaut.

Es lassen sich drei Untergruppen von einander trennen:

Untergruppe 1a:	Roccastrada (n=18), Gavorrano (n=5)
"	1b: Botro ai Marmi (n=7), Gavorrano (n=3)
"	1c: Giglio (n=6), Roccastrada (n=1), Castel di Pietra (n=1), Mittelalba-Porphyr (n=1)

Die Hauptgruppe 2 wird durch alle Magmatite der Insel Elba (bis auf eine Probe vom Mittelalba-Porphyr) und die meisten Proben der Lokalitäten Giglio (n=9), San Vincenzo (n=13), und Castel di Pietra (n=13) aufgebaut.

sionen von La Serra und Botro ai Marmi sind nach diesem Kriterium aus homogenem Material zusammengesetzt, während die Magmenkörper Giglio und Gavorrano inhomogenen Chemismus aufweisen. Der Mte. Capanne Granodiorit, der Granit von Castel di Pietra und der Mittelalba-Porphyr liegen in ihrer geochemischen Homogenität zwischen den beiden Extrema.

Die Interpretation der Hauptgruppen

Die Hauptgruppe 1 mit den Magmatiten von Roccastrada, Gavorrano und Botro ai Marmi zeichnet sich durch hohe Si-Gehalte, eine hohe Alkalinität (insbesondere hohe K-Gehalte) und geringe Mg-Werte aus. Die Spurenelementgehalte zeigen gegenüber den Magmatiten der Hauptgruppe 2 eine unterschiedliche Verteilung (hohe Rb-Gehalte, geringe Zr-, Co-, Cr-Werte).

Auffällig ist die geographische Lage der Magmatite der Hauptgruppe 1:

Die drei Hauptvertreter (Roccastrada, Gavorrano, Botro ai Marmi) liegen in der zentralen Toskana östlich der intermediären Magmatite Mte. Amiata und Radicofani.

Dies deutet an, daß die Magmenprovinz ihre größte Azidität im zentralen Bereich der Toskana erreicht.

Die Hauptgruppe 2 wird aus den Magmatiten des toskanischen Archipels (Mte. Capanne Granodiorit, La Serra, Mittelalba-Porphyr, Giglio), dem Vulkanit von San Vincenzo und der Intrusion von Castel di Pietra inhomogen zusammengesetzt:

Es treten Magmenkörper granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung auf, Magmatite mittlerer bis sehr hoher Alkalinität, Plutonite, Subvulkane und Vulkanite.

Die Unterschiede im Chemismus zur Hauptgruppe 1 liegen in der geringeren Azidität der Magmen und den veränderten Spurenelementgehalten.

Eine geographische Zuordnung von einzelnen Magmengruppen innerhalb der Toskanischen Magmenprovinz ist nicht möglich.

4.6. Zusammenfassung der geochemischen Ergebnisse

Die geochemischen Kurzbeschreibungen (Kap. 4.1) und Klassifikationen (Kap. 4.2) weisen die toskanischen Magmatite als eine Gruppe von Gesteinskörpern von trachybasaltischer (hawaiiitischer, mugearitischer) bis alkalirhyolithischer (granitischer) chemischer Zusammensetzung mit deutlicher K-Vormacht über den Na-Anteil aus. Die Mehrzahl der Vulkanite liegt im Shoshonit-Trend.

Intermediäre bis basaltische Magmatite

Eine Typisierung der Trachybasalte von Capraia teilt diese als Alkalibasalte ein, die im Kalkalkali-Trend differenzieren.

Die Latit-Andesite von Radicofani zeigen einen alkalischen bis tholeiitischen Charakter, sie differenzieren ebenfalls im Kalkalkali-Trend.

In den Diagrammen zur geotektonischen Position werden beide Magmenkörper als Intraplattenbasalte eingestuft.

Vergleichende Untersuchungen zum Spurenelementchemismus zeigen in den basaltischen bis intermediären Magmatiten zwei unterschiedliche Entwicklungen innerhalb der osttoskanischen (Radicofani, Mte. Amiata, Mte. Cimino) und westtoskanischen Magmatite (Capraia).

Anhand der Systeme K/Rb-Rb und Ca/Sr-Sr kann nachgewiesen werden, daß die intermediären Magmatite des Mte. Amiata und Mte. Cimino sowie der Latit und Quarzlatit von Capraia nicht in der selben Differentiationsentwicklung liegen wie die beiden Gesteinskörper von Radicofani und Capraia.

Untersuchungen zur Klassifikation der Vulkanite deuten dagegen auf eine einheitliche Differentiationsentwicklung in den unterschiedlichen Magmatiten Capraias hin.

Statistische Untersuchungen zur Korrelation einzelner Elementpaare ergeben in den Vulkaniten von Radicofani und in einigen ausgewählten Proben des Mte. Cimino ungewöhnlich hohe positive Korrelationen in den normalerweise inkompatiblen Elementpaaren K-Cr, K-Ni und K-Zr.

Die Clusteranalyse zeigt hohe geochemische Homogenitäten in den einzelnen Magmatiten auf.

Ein ungewöhnliches Verhalten der Gruppenbildung ist lediglich im Mte. Cimino und des Mte. Amiata zu beobachten: Die Cr- und Ni-reichen Proben des Mte. Cimino bilden mit den Analysen des Magmatites von Radicofani eine Gruppe, während die Cr- und Ni-armen Gesteine mit einigen Proben des Mte. Amiata einen Cluster aufbauen. Die übrigen Gesteine des Mte. Amiata fallen mit dem Quarzlatit von Capraia in einen Cluster.

SiO₂-reiche Vulkanite und Plutonite

Allen SiO₂-reichen Magmatiten ist eine hohe K₂O-Konzentration gemeinsam. Bis auf die Elbaner Magmatite (Mte. Capanne, La Serra; Mittelalba-Porphyr) mit K₂O:Na₂O Verhältnissen von 1,1-1,3:1 besitzen die übrigen Magmatite ein hohes K₂O:Na₂O Verhältnis von etwa 3:1.

Anhand des Harker-Diagramms K₂O-SiO₂ können zwei unterschiedliche Trends in den Magmatiten festgestellt werden. Die Plutonite des Festlandes (Botro ai Marmi, Castel di Pietra, Gavorrano) enthalten hohe K₂O-Werte bei geringer Steigerung der SiO₂-Werte, während die übrigen Plutonite und Vulkanite nur eine geringe K₂O-Konzentrationen aufweisen.

Das AFM-Dreiecksdiagramm (nach Irvine und Baragar 1971) zeigt die hohe geochemische Ähnlichkeit der einzelnen Magmatite untereinander. Es beweist, daß die räumlich eng beieinanderliegenden Magmatite von Gavorrano und Castel di Pietra sowie der Mittelalba-Porphyr und der Mte. Capanne Granodiorit nicht jeweils demselben Edukt entstammen. Die Untersuchungen im System K/Rb-Rb, im Granit-System Qz-Ab-Or (nach Winkler 1976) sowie die Konzentrationen an normativem Korund zeigen, daß die toskanischen Intrusivgesteine in zwei Gruppen unterteilt werden können:

Die Plutonite des toskanischen Archipels (Mte. Capanne, La Serra, Mittelalba-Porphyr, Giglio) sind durch höhere K/Rb-Quotienten (bei identischen Rb-Gehalten), geringere Korund (normativ)-Werte und eine deutliche unterschiedliche Lage der darstellenden Punkte im Granit-System gekennzeichnet als die Plutonite des toskanischen Festlandes (Gavorrano, Castel di Pietra, Botro ai Marmi).

Das Differentiationsverhalten der Magmatite wird im System K/Rb untersucht. Dabei zeigt sich, daß die Si-reichen Vulkanite sowie die Plutonite vom Mte. Capanne, von Gavorrano und Botro ai Marmi weitergehend differenziert sind als die übrigen Plutonite der Region.

Die Clusteranalyse führt zur Trennung von Magmatiten mit homogener chemischer Zusammensetzung (San Vincenzo, Roccastrada, Botro ai Marmi, La Serra) und Magmenkörpern mit inhomogener Zusammensetzung (Mte. Capanne, Giglio, Mittelelba-Porphyr, Gavorrano, Castel di Pietra).

5. Interpretation der geochemischen und petrographischen Daten

Aus den petrographischen und geochemischen Untersuchungen geht hervor, daß drei verschiedene Gruppen von Magmenkörpern auf dem toskanischen Festland und dem vorgelagerten Archipel unterschieden werden können:

1. **Zentraltoskanische Si-reiche Vulkanite und Plutonite** (San Vincenzo, Roccastrada, Mte. Capanne, La Serra, Mittelelba-Porphyr, Giglio, Castel di Pietra, Botro ai Marmi, Gavorrano; Abb. 3)
2. **Osttoskanische intermediäre Vulkanite** (Mte. Amiata, Mte. Cimino, Radicofani; Abb. 3)
3. **Westtoskanische intermediäre bis basaltische Extrusiva** (Trachybasalt von Capraia, Latit von Capraia, Quarzlatit von Capraia; Abb. 3)

Im folgenden Kapitel wird eine Wertung der bisherigen Untersuchungsergebnisse bezüglich der Bildung der Magmatite vorgenommen, um ein differenziertes Modell einer Zonierung der gesamten Magmenprovinz zu erarbeiten.

5.1. Zentraltoskanische Magmatite

Genese

Den Magmatiten im zentralen Bereich der Toskana ist ihr hoher bis sehr hoher SiO_2 -Gehalt und das völlige Fehlen von assoziierten intermediären bis basischen Schmelzen gemeinsam.

Der geochemische Befund deutet auf die Bildung der Schmelzen im Krustenniveau hin (hohe K_2O - und Al_2O_3 -Werte (normativer Korund); deutliche K-Vormacht über den Na-Anteil; geringe K/Rb-Quotienten; $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverhältnisse > 12 , (Taylor und Turi 1976) und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Quotienten von 0,715 bis 0,730 (Taylor und Turi 1976; Vollmer 1976).

Bestätigt wird die These einer Krustenanatexis durch einen Mineralbestand mit K-Großfeldspäten, Muskovit, rotem Biotit, reliktischem Granat, Alumosilikaten (Andalusit, Sillimanit) sowie Cordierit (vgl. White und Chappell 1977; Pitcher 1979; 1982; Tab. 35).

Die untersuchten Gesteinskörper sind damit als S-Typ*-Magmatite anzusprechen

*S-Typ-Magmatismus = Schmelzbildung aus Metasedimenten im Krustenniveau

- Fehlen von assoziierten intermediären und basischen Schmelzen
- hohe K_2O -Konzentrationen
- hohe Al_2O_3 -Konzentrationen
- geringe K/Rb-Verhältnisse
- hohe $^{18}O/^{16}O$ -Isotopenverhältnisse (Taylor und Turi 1976)
- hohe $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Isotopenverhältnisse (Taylor und Turi 1976;
Vollmer 1976)
- geringe $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Isotopenverhältnisse (Hawkersworth und Vollmer
1979)
- K-Großfeldspäte
- Reliktische Mineralphasen: Andalusit, Sillimanit, Cordierit, Granat

Tab. 35: Argumente für eine Krustenanatexis in den zentraltoskanischen SiO_2 -reichen Vulkaniten und Plutoniten.

Indizien gegen eine reine Krustenaufschmelzung gibt es im Mte.

Capanne Granodiorit und den Si-reichen Vulkaniten:

- Der Mte. Capanne Granodiorit enthält Xenolithe magmatogener Herkunft und nicht die von Pitcher (1982) für einen S-Typ geforderten metasedimentären Xenolithe.

Pupin (1980) sieht in der Morphologie der Zirkone ein Indiz für eine Beteiligung von basaltischen Magmen an der Bildung des Mte. Capanne Granodiorits.

- Die beiden Vulkanite von San Vincenzo und Roccastrada weisen für S-Typ-Magmatite hohe O_2 -Fugazitäten auf (Fe_2O_3/FeO in San Vincenzo: 1,34; in Roccastrada: 2,75), die zwar für Si-reiche Vulkanite typisch sind, aber bei anatektischen Schmelzen aus reinem Krustenmaterial gewöhnlich nicht vorkommen (Pitcher 1979).

Auch die relativ hohen Anorthit-Gehalte in den Plagioklasen beider Vulkanite (Andesin bis Labradorit) sprechen gegen die These einer sauren Ursprungsschmelze aus Krustenmaterial.

Ein weiteres Indiz gegen eine reine Krustenaufschmelzung im Vulkanit von San Vincenzo ist das Auftreten von Klinopyroxen mit Anwachssäumen. Dieses Mineral ist in den übrigen Si-reichen

Magmatiten der Toskanischen Magmenprovinz nicht zu beobachten, wohl aber in den intermediären Mischmagmatiten des Mte. Amiata und Mte. Cimino); deshalb kann für die Pyroxene in San Vincenzo ein ähnliches Entstehungsmilieu wie in diesen beiden Vulkaniten vermutet werden. Insgesamt überwiegen jedoch in den Si-reichen Vulkaniten die Argumente für eine Krustenanatexis, so daß auch diese Gesteinskörper als S-Typ-Magmatite angesprochen werden können.

Vergleich der Plutonite der Zentraltoskana

Ein Vergleich der geochemischen Daten der Plutonite der Zentraltoskana (Abb. 3) macht Unterschiede zwischen den Intrusivkörpern des Archipels (Mte. Capanne, La Serra, Giglio) mit denen des Festlandes (Botro ai Marmi, Gavorrano, Castel di Pietra) deutlich. Die Plutonite des Archipels unterscheiden sich in folgenden geochemischen Charakteristika von denen des Festlandes:

- Sie sind K-ärmer und Na-reicher als die Plutonite des Festlandes.
- Sie weisen geringere K/Rb-Verhältnisse (bei identischen Rb-Werten) auf.
- Ihr Gehalt an normativem Korund ist geringer als in den festländischen Plutoniten.
- Ihre darstellenden Punkte im Qz-Ab-Or-System (nach Winkler 1976) liegen näher am Eutektikum als die Ab-armen und Or- und Qz-reichen Plutonite des Festlandes.

Diese Daten deuten auf geochemisch unterschiedliche Edukte in beiden Magmengruppen hin.

Es lassen sich die extrem hohen K_2O - und Al_2O_3 -Werte in den Plutoniten des Festlandes in Verbindung mit hohen $^{18}O/^{16}O$ -Isotopenverhältnissen durch die Teilaufschmelzung von Tiefsee-Tonen (Taylor und Turi 1976) oder Arkosen mit hohen $^{18}O/^{16}O$ -Verhältnissen erklären.

In den Plutoniten des Archipels ist hingegen aufgrund der niedrigeren K_2O - und Al_2O_3 -Konzentrationen ein Ausgangsgestein mit einem geringeren Anteil von Tiefsee-Tonen oder Arkosen abzuleiten.

5.2. Osttoskanische intermediäre Vulkanite

Die Alkali-betonten Vulkanite am E-Rand der Toskanischen Magmenprovinz (Radicofani, Mte. Amiata, Mte. Cimino) sind von andesitischer bis latitischer Zusammensetzung. Sie extrudierten als Staukuppen und großflächige Ignimbrite.

5.2.1. Radicofani

Steigende K_2O - bei konstant geringen Na_2O -Konzentrationen in dem Vulkanit von Radicofani versucht Innocenti (1967) durch das Modell einer magmatischen Differentiation unter Einfluß einer hohen Gasphase zu erklären. Verschiedene Elemente, insbesondere das K seien an diese Gasphase gebunden und würden sich anreichern.

Untersuchungen an den Spurenelementen sprechen jedoch dagegen. Neben hohen Zr- und Cu-Werten sind die Ni- und Cr-Gehalte deutlich erhöht und zeigen eine hohe positive Korrelation mit dem K_2O (Kap. 4.5.1.).

Eine magmatische Differentiation ist aber mit erhöhten Cr- und Ni-Gehalten nicht in Einklang zu bringen, weil diese Elemente bevorzugt in Fröhkristallisaten wie Spinellen, Olivinen und Klinopyroxenen eingebaut werden und bei zunehmender Magmenentwicklung verarmen.

Genese

Petrographischer Befund

Die porphyrischen Einsprenglinge Plagioklas und Olivin in dem Latit-Andesit von Radicofani zeigen mineralogische Zusammensetzungen, die auf eine Entstehung des Magmas durch Bildung von **Teilschmelzen im oberen Mantel** unter Beteiligung von ultrabasischem Gesteinsmaterial hindeuten:

Die Mg-Gehalte im Olivin liegen mit Fe_{71-77} hoch, Plagioklas hat eine bytownitische Zusammensetzung (An_{78-81}) und Klinopyroxen (Endiopsid) ist sehr Mg- und Cr-reich. Mineralphasen ähnlicher Zusammensetzung wurden von Duda und Schminke (1985) in Peridotit-Knollen des Dreiser Weiher gefunden.

Geochemischer Befund

Die Elementkonzentrationen des Vulkanits von Radicofani mit hohen K_2O -, CaO -, MgO -, Cr-, und Ni-Gehalten bei geringen V- und Co- sowie mittleren Zr-, Cu- und Sr-Werten können weder durch eine magmatische Differentiation in einer erhöhten Gasphase (Modell von Innocenti 1967), noch durch eine Krustenanatexis erklärt werden.

Möglich sind solche Elementverteilungen in basischen bis ultrabasischen Schmelzen, die primär sehr V-, Cr- und Sr-arm gewesen sind.

Hohe K- und Zr-Konzentrationen in Basalten bis Ultrabasiten sind nicht ungewöhnlich, denn beide Elemente können sich in Schmelzen des oberen Mantels anreichern. Die hohe positive Korrelation des K_2O und Zr mit Ni und Cr (Kap. 4.5.1.; Abb. 41) deutet darauf hin, daß das Ursprungsmagma des Latit-Andesits von Radicofani reich an diesen vier Elementen war.

Eine fraktionierte Aufschmelzung von Plagioklas-reichen Gesteinen wie Basalten, kann ausgeschlossen werden, denn dann müßten aufgrund ihres hohen Mineral/Schmelze-Verteilungskoeffizienten für Plagioklas sowohl CaO als auch Sr hoch liegen.

Bestätigt wird diese Vermutung durch das Verteilungsmuster der SEE. Denn diese Elemente zeigen keine positive Eu-Anomalie, wie sie bei der fraktionierten Aufschmelzung Plagioklas-reicher Gesteine zu erwarten gewesen wäre (Poli et al. 1984, Abb. 38 a).

Wahrscheinlich hat das CaO ursprünglich in Mineralen mit Sechser-Koordination wie Klinopyroxen vorgelegen, in die Sr nur in sehr geringen Konzentrationen eingebaut werden kann (Faure und Powell 1972). Daraus ergibt sich, daß im Edukt des Latit-Andesits von Radicofani leukokrate Mineralphasen weitgehend gefehlt haben.

Seltenerdelemente (SEE) und Isotopenverteilungen

Poli et al. (1984) untersuchten vier Proben von Radicofani auf SEE und stellen gegenüber Chondriten eine 150-bis 250-fache Anreicherung der leichten SEE und eine 9-bis 12-fache Zunahme der schweren SEE fest (Abb. 38). Auffällig ist ein Chondrit-normalisiertes La/Ce-

Verhältnis > 1 . Ein solches Verhalten ist nach Meinung der Autoren ungewöhnlich. Es kommt weder in krustalen Gesteinen vor, noch ist es typisch für basaltoide bis ultrabasische Magmatite.

Stosch und Seck (1980) haben ein ähnliches Verhalten der SEE an peridotitischen Einschlüssen der Alkali-Olivin-Basalte des Dreiser Weiher beobachtet. Bei der Untersuchung fällt auf, daß in OH-Mineral-führenden Peridotiten das La/Ce-Verhältnis > 1 ist und in den wasserfreien > 1 .

Paul et al. (1975) haben in glimmerreichen Kimberliten Indiens ebenfalls Konzentrationen an SEE gefunden, die denen der Gesteine von Radicofani ähneln. Auch in diesen Vulkaniten weisen die extrem wasserreichen Proben (9% H_2O) einen Chondrit-normalisierten

La/Ce-Quotienten > 1 auf, während er bei Kimberliten mit etwas geringeren H_2O -Werten (5%) < 1 ist.

Die Seltenerdelemente deuten damit auf einen oberen Mantel im Bereich der östlichen Toskana mit hohem R_{H_2O} hin.

Gegen eine Entstehung der Trachybasalte von Radicofani als Teilschmelzen im oberen Mantel sprechen die $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse von 0,7137-0,718 (Poli et al. 1984). Hohe $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Quotienten müssen jedoch kein Indiz für krustenanatektische oder hybride Magmen sein. In Peridotiten wurden $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Ratios vom maximal 0,728 und im Kimberliten von maximal 0,718 gemessen (Faure und Powell in Grohmann 1981).

Zusammenfassung

Die Magmenentstehung des Vulkanits von Radicofani als Teilschmelze im oberen Mantel ist durch den geochemischen und petrographischen Befund gesichert.

Zusätzlich deuten einige Beobachtungen auf eine ungewöhnliche Entstehungsgeschichte des Magmas hin:

- Die Latit-Andesite enthalten hohe K_2O -, Zr-, Cr- und Ni-Werte bei gleichzeitig geringen Co- und V- und mittleren Sr-Konzentrationen.
- Die Korrelationen zwischen K_2O , Cr, Ni, Zr und Rb sind hoch und positiv.
- Das von Poli et al. (1984) beschriebene Verhalten der SEE (starke Anreicherung der leichten seltenen Erden, Chondrit-normalisiertes La/Ce Verhältnis größer als 1) wurde bisher nur in ultrabasischen Gesteinen beobachtet, die einen deutlichen H_2O -Anteil aufweisen.
- Die porphyrischen Einsprenglinge Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen sind in einem basischen, möglicherweise ultrabasischen Milieu auskristallisiert.

Entstehungsmodell

Im oberen Mantel unter der Toskana kommt es zur Hydratisierung von ultrabasischem Gesteinsmaterial bei gleichzeitiger Zufuhr von Alkalien (insbesondere K_2O). Boettcher (1977) weist darauf hin, daß weltweit etwa 50% aller ultrabasischen Xenolithe hydrische Mineralphasen enthalten.

K_2O wird in den hydrischen Mineralphasen Phlogopit oder Amphibol (basaltische Hornblende und Kaersutit) gebunden.

Bei weiterer Zufuhr von H_2O wird der Schmelzpunkt der hydratisierten

Bereiche deutlich gesenkt. Nach Stosch und Seck (1980) handelt es sich um Temperaturerniedrigungen in der Größenordnung von 200°C . Es bilden sich dadurch Teilschmelzen, die durch hydrische Mineralphasen alimentiert werden. So entsteht eine Schmelze, die primär sowohl K_2O - als auch Cr- und Ni-reich ist.

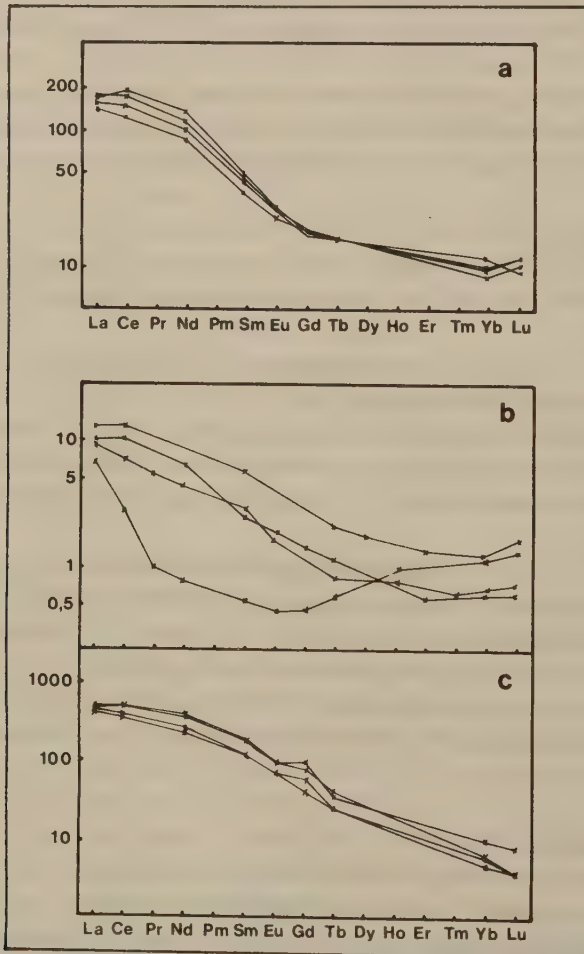


Abb. 38: Vergleich der Chondrit-normalisierten SEE-Verteilungen im Latit-Andesit von Radicofani (39a, nach Poli 1984) mit den SEE-Verteilungen in OH-Mineral-führenden Peridotit-Knollen des Dreiser Weiher (39b, nach Stosch und Seck 1980) und sehr H_2O -reichen Kimberliten des indischen Subkontinentes (39c, nach Paul et al. 1975). Alle drei Magmatite zeigen eine starke Anreicherung der leichten SEE und ein Chondrit-normalisiertes La/Ce-Verhältnis von etwa 1. Dieses Verteilungsmuster ist ungewöhnlich und tritt in Peridotit-Knollen des Dreiser Weiher und indischen Kimberliten nur in den H_2O -reichen Gesteinen auf.

5.2.2. Die latitischen Ignimbrite des Mte. Amiata und Mte. Cimino Genese

Die Entstehung der Latite des Mte. Amiata und Mte. Cimino wurde bis in die siebziger Jahre (Marinelli 1975) allein krustenanatektischen Prozessen zugeschrieben. Neuere Befunde deuten hingegen auf einen zusätzlichen Einfluß von Mantelderivaten in beiden Vulkaniten hin.

Einfluß von Krustenanatexiten

- In den unterschiedlichen Laven des Mte. Amiata und des Mte. Cimino treten **K-Großfeldspäte** magmatischer Herkunft auf. Nach Untersuchungen von Borsi (1967) und Franzini (1974) sind diese den K-Großfeldspäten der Si-reichen Extrusivkörper (Roccastrada, San Vincenzo) in ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer Kristallstruktur (Sanidin) sehr ähnlich. Marinelli (1975) nimmt deshalb für alle Magmatite der Toskana, die K-Großfeldspäte enthalten, eine Entstehung als Krustenanatexite an.
- Die **K/Rb-Verhältnisse** der beiden intermediären Magmatite liegen aufgrund ihrer hohen Rb-Gehalte (max. 549 ppm) bei 100-150. Diese Quotienten sind typisch für Krustenderivate (Dupuy und Allegre 1972).
- Anhand von Untersuchungen der **Sauerstoffisotopen** in den Magmatiten der Toskanischen Vulkanprovinz stellen Taylor und Turi (1976) hohe $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse sowohl in den rhyolitischen zentraltoskanischen ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ von 11,4-13,4) als auch in den intermediären osttoskanischen Vulkaniten ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ von 11,2-12,4) fest. Diese hohen Quotienten sind nach Meinung der Autoren auf die Anatexis pelitischer Sedimente zurückzuführen.
- Ebenso wie die Sauerstoffisotopen liegen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -**Initial-verhältnisse** in den beiden intermediären Magmatiten hoch (Poli et al. 1984). Auch dies ist ein Indiz für die Bildung von sialischen Teilschmelzen in der Kruste.
- Einige der metasedimentären Xenolithe des Mte. Amiata führen Cordierit (van Bergen 1982), der nur bei Drucken von weniger als 7,5Kb (Pattison 1985) entsteht.
Van Bergen (1982) geht davon aus, daß sich dieses Mineral in der Kontaktaureole der Magmenkammer des Mte. Amiata gebildet hat. Diese müßte damit im Stabilitätsbereich des Cordierit, also in maximal 23km Tiefe gelegen haben.

Die Summe der Beobachtungen weist darauf hin, daß in den Magmen des Mte. Amiata und des Mte. Cimino ein wesentlicher Anteil sialisch-anatektischen Materials enthalten ist.

Einfluß von Mantelderivaten

Neben den Indizien für den Einfluß von Krustenanatexiten bei der Magmengenese sprechen wesentliche Gründe für die Beteiligung von basischen Schmelzen bei der Entstehung der intermediären Vulkanite:

- Beide Vulkanite führen mafische Einsprenglingsminerale (Cr-Endiopsid und Olivin), die nicht im chemischen Gleichgewicht mit dem Gesamtgestein stehen und in einem basischen Milieu auskristallisiert sein müssen (Kap. 3.12).
- Die Magmatite der nördlichen Romanischen Vulkanprovinz (Mti. Vulsini und Mte. Vico) überlagern sich räumlich mit denen der Toskanischen Provinz. Eine Magmenmischung zwischen Schmelzen der Romanischen Vulkanprovinz kann angenommen werden. Als Beleg können die Mischkurven in den Diagrammen $MgO-SiO_2$ und $CaO-SiO_2$ herangezogen werden (Abb. 39; 40).
- Die Möglichkeit einer Magmenmischung von toskanischen und romanischen Schmelzen nehmen Taylor und Turi (1976) für den Mte. Cimino an. Sie stützen diese These auf die von Dupuy und Allegre (1972) vorgenommenen Untersuchungen am K/Rb-Verhältnis einiger toskanischer Ignimbrite.

Taylor und Turi (1976) vergleichen die K/Rb- Verhältnisse von Si-reichen toskanischen Vulkaniten (Roccastrada, San Vincenzo) mit wenig differenzierten kalireichen, untersättigten Magmatiten der Romanischen Vulkanprovinz. Die romanischen Vulkanite enthalten etwa 125 ppm Rb (K/Rb:400), während die Si-reichen toskanischen Extrusiva bis zu 500 ppm Rb aufweisen (K/Rb:80). Bei der Mischung beider Magmen beschreiben die entstehenden Gesteine im K/Rb-Rb-Diagramm eine Kurve, die sich in einem weiten Bereich mit den Magmen des Mte. Cimino und des Mte. Amiata deckt.

- Die $^{18}O/^{16}O$ -Quotienten in den Vulkaniten des Mte. Cimino bestätigen ebenfalls die These einer Magmenmischung.

Die Sauerstoffisotopen-Verhältnisse im Gesamtgestein sind wesentlich geringer als in den porphyrischen Sanidin-Einsprenglingen der älteren, Si-reichen Magmen des Mte. Cimino.

Taylor und Turi (1976) erklären diese Unterschiede wie folgt:

Zunächst bildeten sich im Magma des Mte. Cimino K-Großfeldspäte

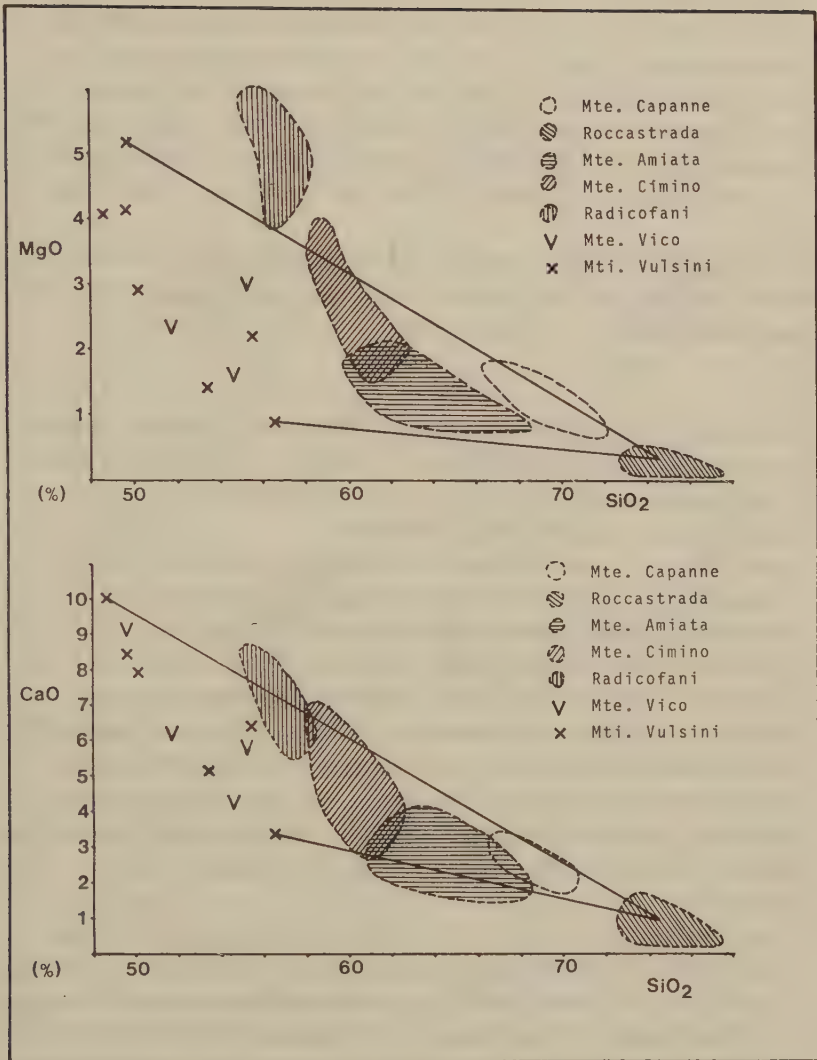


Abb. 39; 40: In den Diagrammen MgO-SiO_2 und CaO-SiO_2 liegen die Vulkanite des Mte. Amiata und des Mte. Cimino in einem hypothetischen Mischungsfeld zwischen dem Vulkaniten von Roccastrada und Ignimbriten der südlich angrenzenden Romanischen Magmenprovinz (Mte. Vico, Mti. Vulsini). Zum Vergleich sind auch der Mte. Capanne Granodiorit und der Latit-Andesit von Radicofani mit ins Diagramm aufgenommen.

ähnlich denen der übrigen toskanischen Krustenanatekite. Auch die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse in den K-Großfeldspäten entsprechen denen der Krustenanatekite. Nach der Bildung der Kristalle drangen Magmen vom Typ "Romanische Vulkanprovinz" auf und vermischten sich mit dem noch nicht auskristallisierten Anteil der anatektischen Schmelzen des Mte. Cimino. Dieser jüngere Anteil des Magmatits des Mte. Cimino enthält geringere Sauerstoffisotopen-Verhältnisse als die Krustenanatekite.

Als Genesemodell für die Vulkanite des Mte. Amiata und Mte. Cimino kann demnach ein Magma-Mixing zwischen den zentraltoskanischen und den romanischen Schmelzen angenommen werden.

5.2.3. Sonderentwicklung in den jungen Olivin-Latiten des Mte. Cimino

Die jungen Olivin-Latite des Mte. Cimino zeigen im Vergleich zu den übrigen Magmatiten dieser Lokalität deutlich unterschiedliche petrographische und geochemische Parameter:

- Zwei Generationen porphyrischer Einsprenglinge deuten auf eine **zweiphasige Kristallisation und damit auf einen zweimaligen Magmenschub in den jungen Olivin-Latiten hin** (1.Generation: Plagioklas, Klinopyroxen, angelöster Olivin; 2.Generation: Klinopyroxen, Olivin, Plagioklas, angelöster Hypersthen, selten Biotit). Im Gegensatz dazu weisen die älteren latitischen Ignimbrite nur eine Generation porphyrischer Einsprenglinge auf (Kap. 3.9).
- Die Konzentrationen von MgO, Cr, Ni, Cu und Zr sind in einigen Proben der jungen Olivin-Latite gegenüber den älteren Lavaströmen deutlich erhöht, während die Pb- und Sr-Werte niedriger liegen (Kap. 4.1).
- Die Clusteranalyse (Kap. 4.5.2.) ordnet die Laven des Mte. Cimino zwei unterschiedlichen Gruppen zu.
Die Cr- und Ni- armen älteren Ignimbrite werden mit einigen Proben des Mte. Amiata in einem Cluster zusammengefaßt, während vier Proben der jungen Olivin-Latite gemeinsam mit den Gesteinen von Radicofani einen anderen Cluster bilden.

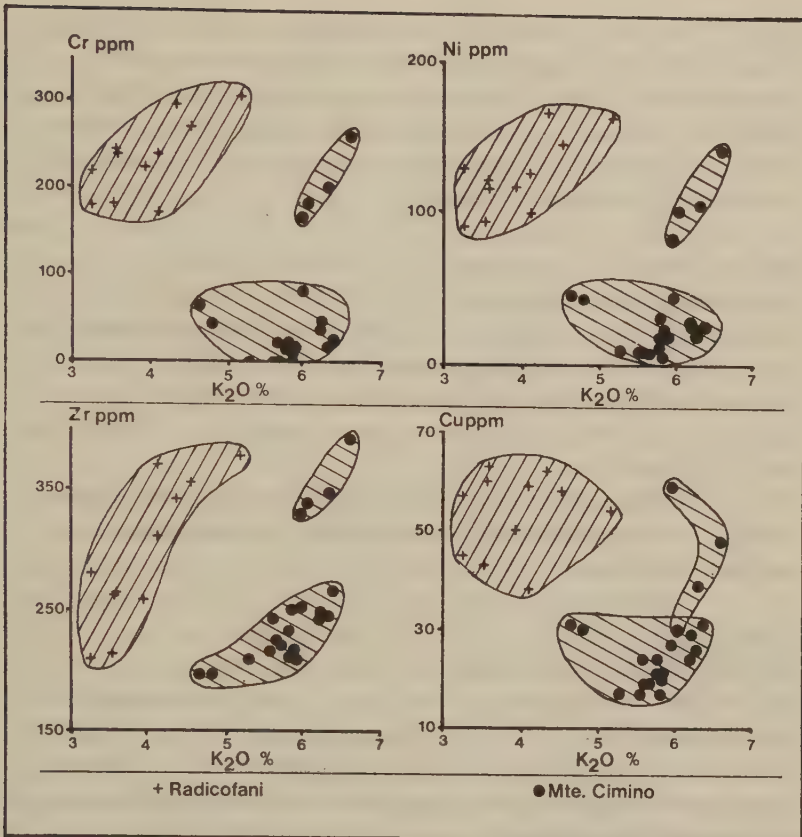


Abb. 41: Die Spurenelemente Cr, Ni, Zr und Cu zeigen im Mte. Cimino eine bimodale Zusammensetzung. Die K-, Cr-, Ni- und Zr-reichen Proben der Lokaltitäten Radicofani und Mte. Cimino sind hoch korreliert.

Vergleich der toskanisch-romanischen Mischmagmatite mit den jungen Olivin-Latiten des Mte. Cimino

Die im Kapitel 5.2.2. beschriebene Magmenmischung zwischen Schmelzen der Romanischen und der Toskanischen Magmenprovinz kann aus folgenden Gründen als Ursache für die Sonderentwicklung in den jungen Olivin-Latiten ausgeschlossen werden:

- Eine Magmenmischung von Schmelzen der Toskanischen mit denen der Romanischen Provinz fand in allen Extrusionsphasen des Mte. Cimino und nicht nur in den jüngsten Lavaströmen statt.

- Die Cr-, Ni- und Zr-Gehalte des jungen Magmenkörpers liegen weit über denen der übrigen Magmatite des Mte. Cimino, der Romanischen Magmenprovinz und den Krustenanatekiten der zentralen Toskana.
- Die Sr- und Pb-Gehalte in dem jungen Olivin-Latiten liegen unter denen der übrigen Extrusiva des Mte. Cimino und deutlich unter denen der romanischen Vulkanite (Holm 1982).

Vergleich der jungen Lavaströme des Mte. Cimino mit den Latit-Andesiten von Radicofani

Die Latit-Andesite von Radicofani weisen in einigen Haupt-, Neben- und Spurenelementen eine ähnliche chemische Zusammensetzung auf, wie die jungen Olivin-Latite des Mte. Cimino (Tab. 27 und 26c).

- Die K_2O -, CaO - und MgO -Gehalte sind ebenso wie die Cr-, Ni- und Zr-Konzentrationen hoch.
- Die Pb- und Sr-Verteilungen in den jungen Latiten des Mte. Cimino deuten auf eine Mischung zwischen den Laven von Radicofani und den älteren Laven des Mte. Cimino hin.

Korrelationsanalyse

Hohe positive Korrelationen der vier Elemente K, Cr, Ni und Zr untereinander sind ungewöhnlich (Kap. 4.5.1.; Abb. 41). Sie wurden lediglich in den Cr-, Ni-, Zr-, K_2O -reichen Proben des Mte. Cimino und in den Latit-Andesiten von Radicofani nachgewiesen.

Dieses Verhalten ist weder bei einer Differentiation eines Magmas zu erwarten, noch durch Magmenmischung oder Kontamination (z.B. durch Krustenmaterial) zu erklären:

- Wenn man von einem Ursprungsmagma mit hohen Cr- und Ni-Werten ausgeht, dann nehmen bei der Differentiation die Gehalte dieser Elemente ab, während K_2O zunimmt und die Korrelation negativ wird.
- Auch bei der Zumischung von K_2O durch Magmenmischung oder Kontamination verhalten sich die K_2O - zu den Cr- und Ni- Werten gegenläufig, die Korrelation wird ebenfalls negativ.

Clusteranalyse

Die Clusteranalyse ordnet die vier Proben des jungen Olivin-Latits den Magmatiten von Radicofani zu, während die Proben der älteren Lavaströme mit dem Vulkanit des Mte. Amiata eine Gruppe bilden.

Petrogenetische Deutung der Daten

Aufgrund der geochemischen und statistischen Analogien zwischen den jungen Laven des Mte. Cimino und dem Latit-Andesit von Radicofani kann eine ähnliche Entstehungsgeschichte beider Magmatite angenommen werden. Nach Untersuchungen von Poli et al. (1984) sind die Laven von Radicofani Edukte ehemals ultrabasischer Teilschmelzen im oberen Mantel, der reich an hydrischen und K_2O -führenden Mineralphasen war. Für die jungen Olivin-Latite des Mte. Cimino ist aus den oben genannten Gründen ebenfalls eine K_2O -reiche, hydrische, ehemals ultrabasische Schmelze als Edukt anzunehmen.

Der Olivin-Latit des Mte. Cimino ist weitergehend differenziert als der Latit-Andesit von Radicofani. Dies belegen die erhöhten Werte von K_2O , Sr, Pb und Zr.

5.2.4. Zusammenfassung der petrogenetischen Entwicklung in den intermediären osttoskanischen Magmatiten

- Der Latit-Andesit von Radicofani ist als Mantelderivat anzusehen, das unter Beteiligung von ultrabasischen Schmelzen entstanden ist. K_2O tritt als primärmagmatischer Bestandteil der Schmelzen auf; es ist daher nicht durch Alteration oder Krustenkontamination in den Latit-Andesit gelangt.
- Die Magmenkörper des Mte. Amiata und Mte. Cimino sind Mischmagmen von krustenanatektischen Schmelzen der Toskanischen Vulkanprovinz mit basaltoiden Magmen der nördlichen Romanischen Vulkanprovinz.
- In dem jüngsten olivin-latitischen Lavastrom des Mte. Cimino treten Cr-, Ni-, Sr-, Zr- und Pb- Konzentrationen auf, die nicht durch eine Magmenmischung von toskanischen mit romanischen Schmelzen zu erklären sind. Die erhöhten Cr- und Ni-Gehalte deuten auf den Einfluß einer zweiten basaltischen (bis ultrabasischen) Schmelze bei der Entstehung der jungen Olivin-Latite hin.

Die olivin-latitischen Magmatite des Mte. Cimino setzen sich damit aus drei unterschiedlichen Schmelzen zusammen:

- einem krusten-anatektischen Anteil
- einem romanischen basaltoiden Magma
- einer basischen oder ultrabasischen Schmelze (Typ Radicofani)

5.3. Westtoskanische intermediäre bis basaltische Magmatite

Die in der westlichen Toskanischen Magmenprovinz extrudierten Magmatite der Insel Capraia liegen am E-Rand der kontinentalen toskanischen Kruste in dem Grabensystem zwischen Elba und Korsika. Sie sind nicht wie die Magmatite der benachbarten Insel Elba als Krustenanatexite anzusprechen.

Genese

Trachybasalte von Capraia

Die Entstehung der basaltischer Magmen durch die Bildung von Teilschmelzen im oberen Mantel gilt heute als gesichert. Somit können die basischen Gesteine Capraias mit vorherrschend porphyrischem Endiopsid und Olivin (Fe_{83-86} ; max. 33.5 Vol. % des Gesteins) und einem trachybasaltischen Gesamtchemismus als Mantelderivate angesehen werden. Sie lassen sich als Alkali-Basalte klassifizieren, die im Kalkalkali-Trend differenzierten.

Latitische und quarzlatitische Ignimbrite

Magmatische Differentiation

Aufgrund ihres höheren Alters können sich die Latite und Quarzlatite Capraias nicht aus dem Trachybasalt entwickelt haben.

In den Elementen Fe, Mg, Ca, Ti, P, V, Cr, Co, und Pb zeigt sich eine kontinuierliche Verringerung der Konzentrationen von den Trachybasalten über die Latite zu den Quarzlatiten (Abb. 42). Dies deutet darauf hin, daß die intermediären Magmatite der Insel aus einem Stamm-Magma differenzierten, daß sehr ähnlich dem der Basalte gewesen ist.

Gestützt wird die These einer magmatischen Differentiation der latitischen bis quarzlatitischen Ignimbrite aus einem Basalt durch den petrographischen Befund:

- Die Ignimbrite führen neben Klino- und Orthopyroxen auch korrodierten Olivin und tremolitischen Amphibol.
- Die Klinopyroxene zeigen von den Basalten zu den Latiten eine Veränderung von Endiopsid in den Basalten zu Salit in den Latiten. Dieser Trend kann als Differentiationsentwicklung gewertet werden.

Zusammenfassend läßt sich eine magmatische Differentiation als eine Ursache für die Entstehung der latitischen bis quarzlatitischen Ignimbrite fordern.

Capraia

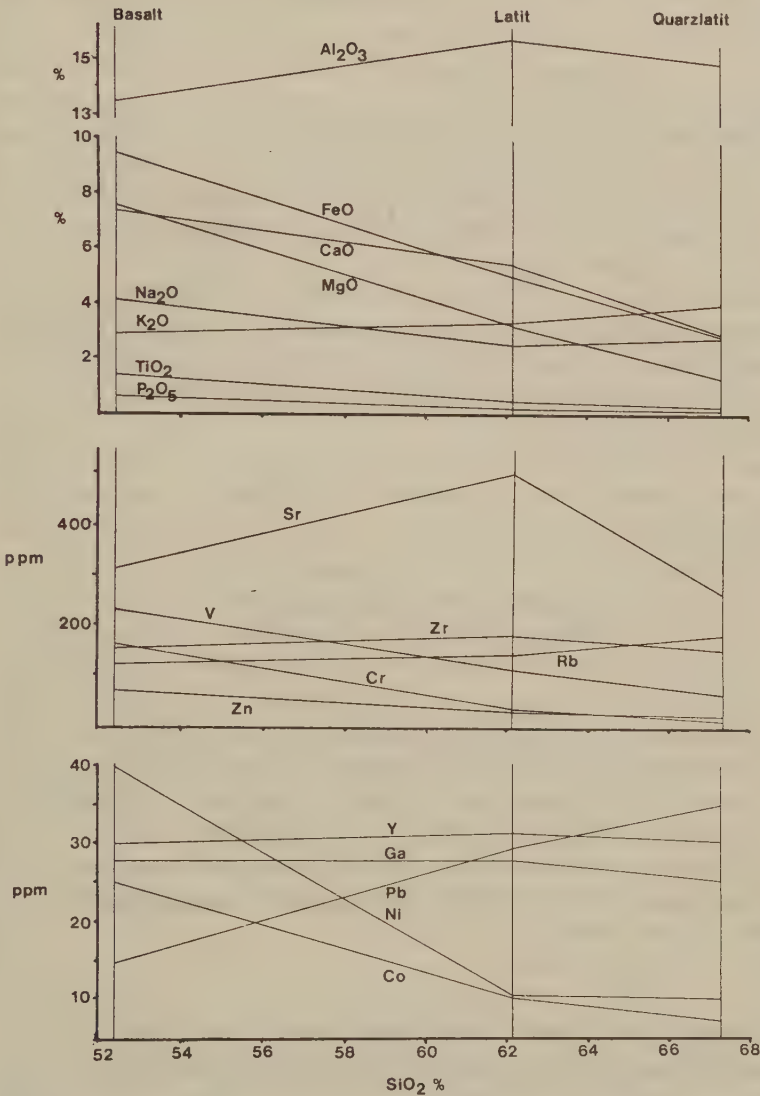


Abb. 42: Die Magmatite der Insel Capraia zeigen in den Elementen Mg, Fe, Ti, P, V, Cr, Co eine nahezu lineare Abnahme von den Basalten zu den Latiten und Quarzlatiten. Dies ist ein Indiz für eine Differentiation der Latite und Quarzlatite aus einem Stamm-Magma mit trachybasaltischer Zusammensetzung. Die starke Al_2O_3 - und Sr-Zunahme in den Latiten kann durch die Assimilation von Plagioklas-reichem Krustenmaterial verursacht worden sein.

Dieses basaltische Magma kann zwar nicht mit dem Stamm-Magma der Trachybasalte identisch sein, muß aber einen ähnlichen Chemismus aufgewiesen haben.

Krustenkontamination

Die Elementverteilungen in den Diagrammen K/Rb-Rb (Kap. 4.3.3.) und Ca/Sr-Sr (Kap. 4.3.4.) sprechen gegen eine Differentiation der latitischen bis quarzlatitischen Ignimbrite aus den Trachybasalten; es kann lediglich eine magmatische Entwicklung von den Latiten zu den Quarzlatiten angenommen werden.

Insbesondere die stark variierenden Sr-Konzentrationen in den drei Magmatiten (Abb. 42) sind nicht durch eine Entwicklung der latitischen und quarzlatitischen Ignimbrite aus den Trachybasalten zu erklären. Dieses Verhalten kann durch das Modell einer Assimilation von Krustenmaterial erklärt werden:

Basaltische Stamm-Magmen mit hohen CaO-Konzentrationen und mittleren Sr-Werten (chemische Zusammensetzung der Trachybasalte) dringen in die Unterkruste auf.

Bei diesem Magmenaufstieg kommt es zur Assimilation von (Plagioklas-reichem) Gesteinsmaterial. Dies führt zu einer Erhöhung der Ca- und Sr-Gehalte. Während Ca in die bereits auskristallisierenden mafischen Mineralphasen eingebaut wird, bleibt Sr in der Schmelze*.

Es kommt dadurch zu einer Sr-Anreicherung bei einer leichten Ca-Abnahme in den Latiten. Bei zunehmender Differentiation und der Kristallisation von Plagioklas und Sanidin nimmt neben den Ca-Werten auch die Sr-Konzentration in den Quarzlatiten ab (Abb. 42).

Die Assimilation von Plagioklas-reichem Krustenmaterial kann damit neben der magmatischen Differentiation als zweiter magmenbildender Prozeß angesehen werden.

*Der Einbau von Sr in mafische Mineralphasen wie Klinopyroxen ist nur in sehr geringen Konzentrationen möglich. Nach Faure und Powell (1972) ersetzt Sr aufgrund seines größeren Ionenradius Ca bevorzugt in 8-facher oder höherer Koordination und nicht in 6-facher, die der Klinopyroxen besitzt.

Genesemodell der Magmatite Capraias

Nach dem Aufbrechen der NNE-streichenden Grabenbrüche in der Thyrrhenis bilden sich im oberen Mantel Teilschmelzen. Diese basaltoiden Magmen dringen in die Unterkruste ein und erschmelzen Plagioklas-reiche Gesteine. Bei anhaltender Zufuhr von basaltoiden Schmelzen heizt sich das Mischmagma in der Unterkruste weiter auf.

Der Überhitzungsgrad der Schmelzen nimmt zu und es kommt zur Explosion der latitischen Ignimbrite mit einem hohen Anteil an Pyroklastika.

Die restliche in der Magmenkammer verbliebene Schmelze differenziert weiter und wird in einer späteren Extrusionsphase als quarzlatitischer Ignimbrit gefördert.

Nach einer Ruhephase von etwa 3 Ma bilden sich, möglicherweise durch ein weiteres Nachbrechen der Grabenbrüche, erneut trachybasaltische Teilschmelzen. Die vorhandenen Aufstiegswege werden reaktiviert und der Basalt dringt auf.

Zusammenfassung

- Die drei Magmatite Capraias sind unterschiedlich hoch differenzierte Teilschmelzen des oberen Mantels.
- Die beiden älteren Ignimbrite entstammen einem geochemisch sehr ähnlichen Edukt wie die jüngeren, wenig differenzierten Trachybasalte.
- Eine Krustenbeeinflussung ist in beiden Ignimbritten wahrscheinlich. Möglicherweise handelt es sich um die Kontamination von Plagioklas-reichen Gesteinen im tiefen Krustenniveau.

5.4. Modell einer Zonierung der Toskanischen Magmenprovinz

Im Bereich der Toskanischen Magmenprovinz treten Magmatite trachy-basaltischer bis alkalirhyolithischer Zusammensetzung auf, die durch Krustenanatexis, Schmelzbildung im oberen Mantel und Magma-Mixing zwischen basaltischen und SiO_2 -reichen Magmen entstanden sind (Abb. 43).

Die Gesteinskörper lassen sich aufgrund ihrer unterschiedlichen Petrogenese fünf räumlich getrennten Magmenzonen zuordnen (Abb. 44).

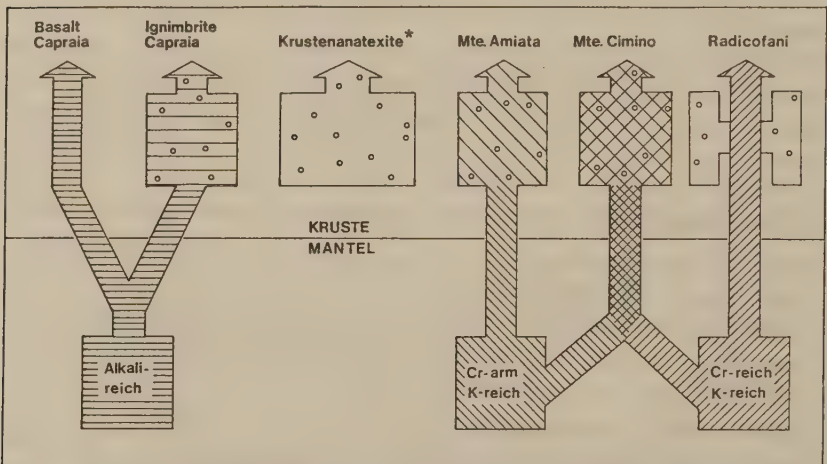


Abb. 43: Schematische Darstellung der Magmenentwicklung in der Toskanischen Magmenprovinz. Im Zentrum der Toskana sind Krustenanatexite aufgedrungen, im W und E der Region treten Mischmagmen zwischen Krustenanatexiten und Mantelderivaten sowie reine Mantelderivate auf. (* Mte. Capanne, La Serra, Mittelelba-Porphyr, San Vincenzo, Botro ai Marmi, Gavorrano, Castel di Pietra, Roccastarda)

Zone 1:

Zwischen der Toskana im E und dem Korsisch-Sardischen Block im W bilden die Trachybasalte und latitischen bis quarzlatitischen Ignimbrite der Insel Capraia den westlichen Abschluß der Toskanischen Magmenprovinz. Die Alkali-betonten Basalte sind als reine Mantelderivate mit nur geringer Krustenkontamination einzustufen. Die beiden ignimbritischen Quarzlatite und Latite bestehen aus differenzierten Mantelderivaten, die durch (Plagioklas-reiches) Gesteinsmaterial aus der Unterkruste kontaminiert wurden.

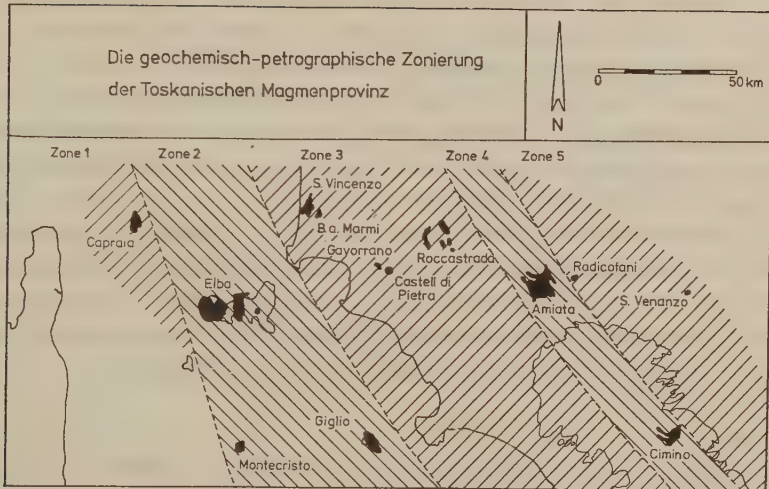


Abb. 44: Die Zonierung der Toskanischen Magmenprovinz
Zone 1: Mantelderivate mit Krustenkontamination in Capraia
Zone 2: Krustenanatexite des toskanischen Archipels
Zone 3: Krustenanatexite mit sehr hohen K- und Al-Gehalten
Zone 4: Latitische und andesitische Ignimbrite und Staukuppen
Zone 5: Mantelderivate mit möglicher Krustenkontamination

Zone 2:

Die Magmatite der Zone 2 (Mte. Capanne, Mittelalba-Porphyr, La Serra, Giglio) drängen im Bereich des toskanischen Archipels auf; sie sind als Krustenanatexite einzustufen. Das Edukt dieser Gesteinskörper bestand zu einem kleinen Teil aus ehemaligen Tiefsee-Tonen und Arkosen. Ein geringer Einfluß von basaltischem Mantelmaterial kann lediglich im Mte. Capanne Granodiorit nachgewiesen werden.

Zone 3:

Die Magmenkörper der Zone 3 (San Vincenzo, Botro ai Marmi, Gavorrano, Castel di Pietra, Roccastrada) in der westlichen Toskana sind ebenfalls aus Krustenanatexiten aufgebaut. Ihr Ausgangsgestein setzte sich aus einem großen Anteil von ehemaligen Tiefsee-Tonen oder Arkosen zusammen.

In den beiden Vulkaniten von San Vincenzo und Roccastrada ist ein zusätzlicher Einfluß von Mantelderivaten anzunehmen.

Zone 4:

Die Platznahme der Vulkanite der Zone 4 (Mte. Amiata, Mte. Cimino) fand im E der Toskanischen Magmenprovinz statt. Die Magmatite haben sich durch Magmenmischung verschiedener Schmelzen gebildet.

- Die älteren Ignimbrit-Decken des Mte. Amiata und des Mte. Cimino zeigen eine deutliche Vormacht eines sialisch-anatektischen Eduktes.
- Beide Vulkanite weisen einen Einfluß von basischen Magmen der südlich angrenzenden Romanischen Magmenprovinz auf.
- In einigen Proben der jungen Lavaströme des Mte. Cimino sind die Cr- und Ni-Gehalte um bis zu zwei Größenordnungen höher als in den übrigen Extrusionskomplexen des Mte. Cimino. In diesen Gesteinen kann der Einfluß einer weiteren Cr- und Ni-reichen basaltischen (möglicherweise ultrabasischen) Schmelze nachgewiesen werden.

Zone 5:

Der Latit-Andesit von Radicofani ist in die nach ihm benannte Hauptgrabenstruktur der östlichen Toskana intrudiert.

Der Extrusivkörper ist aufgrund seines Mineralbestandes und seiner hohen Konzentration von Mantel-kompatiblen Elementen als reines Mantelderivat einzustufen. Möglicherweise hat er sich durch magmatische Differentiation aus einem K_2O -reichen Ultrabasit entwickelt.

6. Deutung der Ergebnisse im großtektonischen Zusammenhang

In Kap. 5 konnte das Modell einer Gliederung der Toskanischen Magmenprovinz in fünf Zonen granitischer bis trachybasaltischer Zusammensetzung erarbeitet werden.

Diese Zonierung der Magmenprovinz läßt sich durch zwei unterschiedliche geophysikalisch begründete Theorien zur Struktur des Untergrundes der Toskana erklären, wenn es auch gegen das erste Modell erhebliche Vorbehalte gibt.

Beide Hypothesen weisen eine deutliche Übereinstimmung mit dem geochemischen und petrographischen Befund auf.

Im Folgenden werden sie erklärt und im Zusammenhang mit den eigenen Ergebnissen diskutiert.

6.1.1. Modell 1

Ausgehend von geophysikalischen Untersuchungen von Letz et al. (1978) (Kap. 1.4.2.) nehmen Reutter et al. (1980) eine flach nach E einfallende Subduktion eines kontinentalen Krustenkeils des Sardisch-Korsischen Blockes unter die kontinentale Kruste der Toskana an (vgl. Alvarez 1972).

Eine mögliche Folge davon könnte die Bildung von granitoiden Schmelzen in der subduzierten sardisch-korsischen und der überlagernden toskanischen Kruste sein (Abb. 45).

Die zonare Unterteilung der Magmenkörper entlang der Geotraverse Capraia-Chiusi läßt sich mit dem Modell einer Krustenverdoppelung unter der Toskana vereinbaren.

Zone 1: Die basaltischen bis latitischen Magmen Capraias

Im Bereich der Insel Capraia setzt die Krustenverdoppelung noch nicht ein. Es existiert eine kontinentale Kruste von etwa 30 km Mächtigkeit (Carozzo und Nicolich 1977). Die entlang des Grabenbruchs von Capraia aufdringenden basaltischen Schmelzen vermischen sich mit der Plagioklas-reichen Unterkruste. Es entstehen zunächst latitische bis quarzlatitische Mischmagmen, die als Ignimbrite extrudieren. In einer zweiten, jüngeren Phase dringen entlang der bereits angelegten Aufstiegswege nur wenig krustenkontaminierte basaltische Schmelzen auf (Kap. 5.4.).

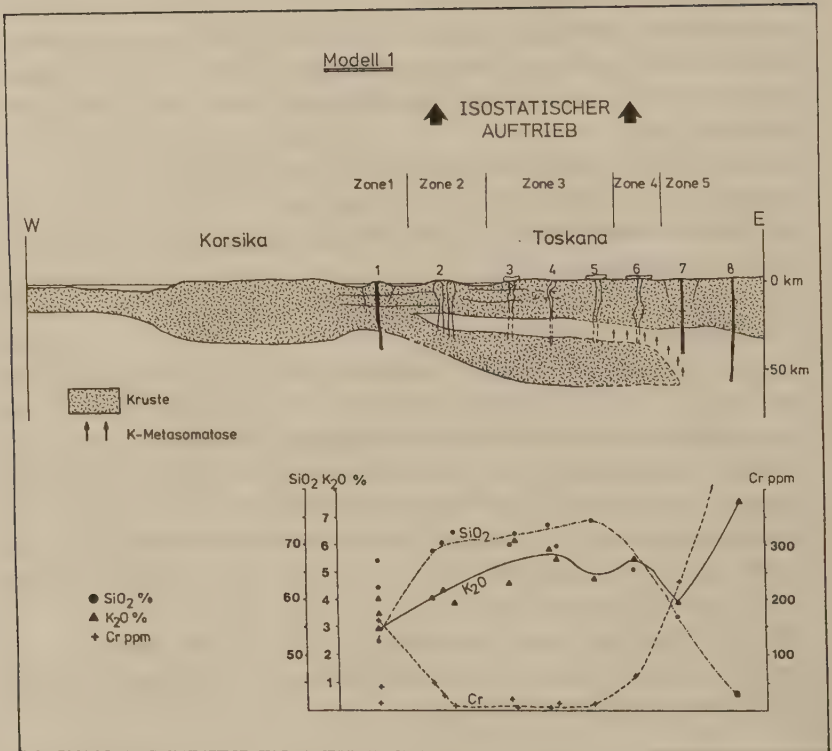


Abb. 45: Modell 1 zur Genese der Toskanischen Magmenprovinz geht von einer Subduktion der kontinentalen Kruste des Sardisch-Korsischen Blocks aus. Die K- und Si-Konzentrationen nehmen in den Zonen 1, 2 und 3 in Abhängigkeit von der Krustenmächtigkeit zu, während das Cr abnimmt. Im E-Bereich der Subduktion (Zonen 4 und 5) kommt es durch Dehydration in dem unterlagernden Krustensegment zur Migration K-reicher Lösungen in den überlagernden und seitlich anschließenden oberen Mantel. Dies führt zur Senkung des Schmelzpunktes und zur Bildung von K₂O- und Cr-reichen Magmen.
(* 1: Magmatite der Insel Capraia; 2: Elbaner Magmatite; 3: San Vincenzo, Botro ai Marmi, 4: Gavorrano, Castel di Pietra; 5: Roccastrada; 6. Mte. Amiata; 7: Radicofani; 8. San Venanzo)

Zone 2: Die granitoiden Magmatite des toskanischen Archipels

In der Zone 2 nimmt die Krustenmächtigkeit von etwa 30km im W durch Verdoppelung auf etwa 50-60km im E zu.

Im W der Zone 2 sind möglicherweise basaltische Mantelderivate bei der Bildung der Plutonite beteiligt. Ein Indiz dafür ist das Vorkommen von Zirkonen im Mte. Capanne-Granodiorit, die bei hohen, für Basalte typischen Temperaturen gebildet wurden (Pupin 1980).

Im E der Zone 2, dem Bereich der Krustenverdoppelung heizt sich die unterlagernde Kruste langsam auf und überschreitet den Schmelzpunkt für granitoide Magmen. Es kommt zur Schmelzbildung in der subduzierten Kruste.

Zone 3: Die granitischen Magmatite des Festlandes

Im Bereich des toskanischen Festlandes (Zone 3) erreicht die Doppelkruste ihre Maximalmächtigkeit von 60 km.

Wie auch in der Zone 2 wird der Schmelzpunkt für granitoide Magmen an der Untergrenze der obduzierten Kruste überschritten und es bilden sich granitische Schmelzen. Aufgrund des isostatischen Auftriebs der subduzierten Kruste werden Aufstiegswege für die Schmelzen frei. Diese dringen in die überlagernde Kruste ein und erstarren als Plutonite.

In Zone 3 ist die subduzierte Kruste (durch lange Verweildauer unter hohem Druck) schon weitgehend dehydriert. Es kommt deshalb in einigen Bereichen der Zone 3 zur Bildung von Schmelzen mit höheren Schmelzpunkten. Diese Magmen dringen in die überlagernde Kruste ein, schmelzen diese in flachem Krustenniveau an (Assimilation von Cordierit-führenden Magmen) und fließen an der Erdoberfläche als Vulkanite (San Vincenzo; Roccastrada) aus.

Zone 4: Die intermediären Vulkanite vom Mte. Amiata und Mte. Cimino

Im E der Zone 4 läßt sich die Doppelkruste nach dem P-Wellen-Profil von Letz et al. (1978) nicht mehr nachweisen. Daraus schließen die Autoren auf das Ende der Krustenverdoppelung noch vor dem Graben von Radicofani. Unter Voraussetzung der Richtigkeit dieser Hypothese könnte für die Genese der intermediären Ignimbrite folgendes Modell aufgestellt werden:

An der Stirn des subduzierten Krustensegments kommt es durch Dehydratation zur Diffusion von alkalischen Lösungen (vgl. Ringwood 1975) in den benachbarten und überlagernden oberen Mantel (Abb. 45). Durch die daraus folgende Schmelzpunkterniedrigung bilden sich

basaltische Magmen, die in die kontinentale Kruste der Toskana eindringen und diese anschmelzen. Die basaltischen Magmen geben einen Teil ihrer Wärmekapazität ab ohne selbst zu erstarren. Es kommt zur Bildung von Mischmagmen zwischen basaltischen Schmelzen und Krustenanatexiten, die Magmen werden überhitzt und extrudieren als großflächige Ignimbrite und Lavaströme.

Zone 5: Vulkanit von Radicofani

In Zone 5 ist eine Krustenverdoppelung nach Letz et al. (1978) nicht mehr zu beobachten. Es kommt deshalb nicht wie in den westlich liegenden Bereichen der Toskana zu einem isostatischen Auftrieb, sondern zu einer relativen Einsenkung der Zone 5, die sich durch den Einbruch des Grabens von Radicofani ausdrückt.

Das vor dem Graben von Radicofani endende subduzierte Krustensegment des Sardisch-Korsichen Blockes steht im direkten Kontakt zum überlagernden oberen Mantel. Es kommt im subduzierten Krustensegment durch Dehydration zur Bildung alkalireicher Lösungen und zu deren Migration in den seitlich anschließenden und überlagernden oberen Mantel.

Es bilden sich K_2O - und H_2O -reiche Mineralphasen (Phlogopit oder Amphibol). Durch diese metasomatische Veränderung wird der Schmelzpunkt des Mantelmaterials gesenkt und die neugebildeten hydrischen Mineralphasen beginnen zu schmelzen.

In den gering-viskosen Magmen reichern sich sowohl Elemente an, die in den hydrischen Mineralphasen vertreten sind (K), als auch Elemente, die typisch für basische bis ultrabasische Schmelzen sind (Mg, Cr, Ni). Diese Magmen dringen an Zonen erhöhter Wegsamkeit entlang des Grabens von Radicofani auf.

6.1.2. Modell 2

Modell 2 lehnt sich an seismische Studien von Calcagnile et al. (1979) und von Panza et al. (1979) an. Beide Autorengruppen untersuchen Rayleigh-Wellen, die durch mathematische Inversion in S-Wellen umgerechnet werden.

Sie beobachten im Bereich der Toskana ein untypisches Muster der S-Wellengeschwindigkeiten:

Während in stabilen Kontinentalregionen unterhalb der Mohorovicic-Diskontinuität im Bereich von etwa 30 -100km Tiefe S-Wellengeschwindigkeiten von 4,6km/s nachzuweisen sind und unterhalb von 100km Tiefe S-Wellengeschwindigkeiten von 4,3km/s auftreten, liegen die S-Wellengeschwindigkeiten in der Toskana unterhalb der Moho bei 4,3km/s, ohne daß ein Bereich mit Wellengeschwindigkeiten von 4,6km/s zu beobachten ist (Calcagnile et al. 1979; Panza et al. 1979). Das heißt, die Zone geringerer Wellengeschwindigkeit* hat sich unterhalb der Toskana steil nach oben verlagert.

Da S-Wellengeschwindigkeiten von 4,6km/s in der Lithosphäre und von 4,3km/s in der Asthenosphäre auftreten (vgl. Panza et al. 1979), kann das Modell einer Krustenverdoppelung unter der Toskana nicht mehr aufrecht erhalten werden. Das Verteilungsmuster der S-Wellengeschwindigkeiten läßt sich nur durch das Modell einer hochliegende Asthenosphäre erklären.

Vor dem Hintergrund dieser Überlegungen muß die Magmengenese der toskanischen Vulkanprovinz durch eine zweite Hypothese erklärt werden (Abb. 46).

Zone 1: Magmatite Capraias

Die Zone 1 mit der Insel Capraia liegt am Rand des Bereichs mit aufgewölbter Asthenosphäre, so daß die Bildung von Teilschmelzen unterhalb der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze bei zumindest 50km Tiefe angenommen werden kann.

*Eine Verminderung der S-Wellengeschwindigkeiten von 4,6 auf 4,3km/s kann durch die Bildung von Teilschmelzen verursacht werden. Diese können durch Hydratisierung oder Wärmezufuhr im oberen Mantel gebildet werden.

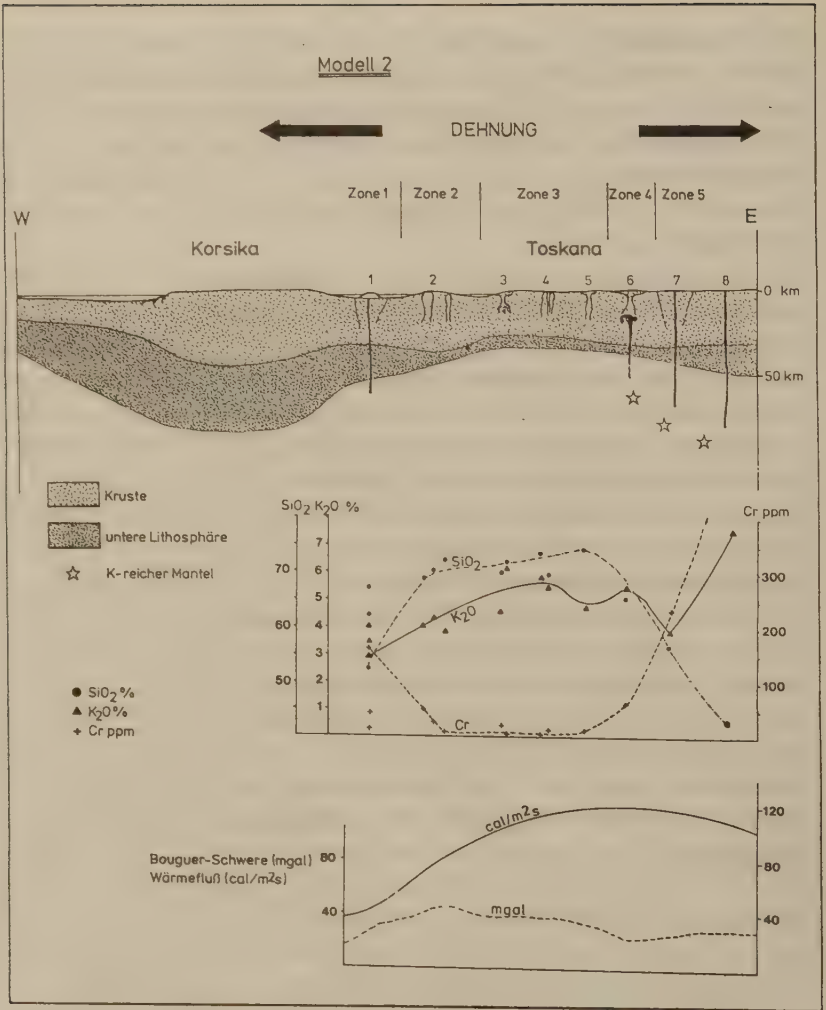


Abb. 46: In Modell 2 zur Genese der Toskanischen Magmenprovinz wird eine Variation der Elementkonzentrationen der Magmatite in Abhängigkeit von der Lithosphärenmächtigkeit angenommen. Im W der Toskana bilden sich im oberen Mantel Basalte und deren Differentiate mit mittleren K-Konzentrationen. Im Bereich der zentraltoskanischen Magmatite (Zonen 2 und 3) ist die Lithosphäre nur geringmächtig. Es kommt zur Injektion von kleinen Basaltkörpern in die Kruste und durch Wärmediffusion bilden sich Krustenanatexite, in denen lokal der Einfluß von Mantelderivaten nachzuweisen ist (Mte. Capanne, San Vincenzo, Roccastrada; Kap. 5.1). Im E der Magmenprovinz taucht die Lithosphäre ab und es entstehen Mischmagmen zwischen Krustenanatexiten und Schmelzen des K-reichen oberen Mantels. In Radicofani und San Venanzo sind K und Cr hoch korreliert. (* 1: Magmatite der Insel Capraia; 2: Elbaner Magmatite; 3: San Vincenzo, Botro ai Marmi, 4: Gavorrano, Castel di Pietra; 5: Roccastrada; 6: Mte. Amiata; 7: Radicofani; 8: San Venanzo)

Da zeitgleich ein Grabensystem im Kanal zwischen Elba und Korsika entsteht, nutzen die Schmelzen des oberen Mantels die Zone erhöhter Wegsamkeit zum Aufstieg. Im älteren Extrusionszyklus bilden sich basaltisch-krustenanatektische Mischmagmen, im jungen Extrusionskomplex dringen Mantel-Basalte mit nur geringer Krustenkontamination auf.

Zone 2 und Zone 3: Plutonite und Si-reiche Vulkanite der Toskana

In den Zonen 2 und 3 liegt der Bereich mit geringen S-Wellengeschwindigkeiten direkt unterhalb der Moho.

Teilschmelzen des oberen Mantels dringen, ohne sich zuvor zu Magmenkörpern größeren Volumens zusammenschließen zu können, in die Unterkruste ein. Die Wärme diffundiert in benachbartes Krustenmaterial und bildet hier Teilschmelzen.

Eine Magmenmischung größeren Ausmaßes findet dabei nicht statt, da aufgrund der unterschiedlichen Schmelzbereiche basaltischer und granitoider Magmen die basaltischen Schmelzen bereits erstarren, während Krustenanatexite weiterhin in Schmelze gehen.

Nur im Mte. Capanne Granodiorit ist anhand der Morphologie von Zirkonen, die auf Hochtemperaturbildungen hindeuten, ein Einfluß basaltischer Schmelzen denkbar (Pupin, 1980). In den Rhyolithen von San Vincenzo und Roccastrada deutet das Auftreten von magmatischem Pyroxen und An-reichem Plagioklas auf eine Mischung mit basischeren Magmen hin. Die hohen K-Konzentrationen in den Plutoniten der Zone 3 (Castel di Pietra, Gavorrano, Botro ai Marmi) können entweder durch Material aus der Unterkruste oder durch Mobilisate aus dem oberen Mantel verursacht worden sein.

Da im E der toskanischen Vulkanprovinz am Mte. Amiata, Mte. Cimino und Radicofani und auch in der romanischen Vulkanprovinz ein hydrischer, K-reicher oberer Mantel angenommen wird (Holm 1982; Poli et al. 1984), ist es denkbar, den Herkunftsort des K_2O im oberen Mantel anzunehmen.

Zone 4: Vulkanite vom Mte. Amiata und vom Mte. Cimino

In der Zone 4 taucht der Bereich mit geringen S-Wellengeschwindigkeiten nach E ab. Es bilden sich am Mte. Amiata und südlich des Profilverlaufs am Mte. Cimino Mischmagmen, die sich aus Krustenanatexiten und K-reichen Schmelzen des Oberen Mantels zusammensetzen.

Möglicherweise stammt ein Teil der basaltischen Mantelderivate aus einem ähnlich flachen Niveau des oberen Mantels wie die Schmelzen der

romanischen Magmenprovinz (Holm 1982).

In Xenolithen des Mte. Amiata (van Bergen 1985) und in den jüngsten Lavaströmen des Mte. Cimino finden sich Cr- und Ni- reiche Magmatite, die möglicherweise aus größerer Tiefe stammen.

Zone 5: Vulkanit von Radicofani

In der Zone 5 treten reine oder nur wenig krustenkontaminierte Magmatite des oberen Mantels in der Extrusion von Radicofani auf. Sie sind im Unterschied zu fast allen übrigen Schmelzen der Toskanischen und Romanischen Vulkanprovinz im Süden sehr Cr- und Ni-reich. Geochemisch und petrographisch ist eine große Ähnlichkeit lediglich mit den jüngsten Laven vom Mte. Cimino und von San Venanzo (Abb. 46) zu beobachten.

Da es sich bei diesen Magmenkörpern möglicherweise ursprünglich um ultrabasische Magmen gehandelt hat (vgl. Kap. 5.), könnten diese aus einem tieferen Mantelniveau als die übrigen basaltischen Magmen der Toskana stammen.

Tatsächlich taucht im S-Wellenmodell von Panza et al. (1982) die Zone mit geringeren S-Wellengeschwindigkeiten im Bereich von Radicofani nach E ab. Die Schmelzen sind nach diesem Modell aus größerer Tiefe als in der übrigen Toskana aufgestiegen. Somit besteht eine gute Übereinstimmung zwischen den geophysikalischen und geochemischen Daten.

Zusammenfassend ergibt sich damit, daß in der gesamten Toskanischen Provinz die Verteilung der Wärmestromdichte und die Aufwölbung der Asthenosphäre mit ihrer bilateralen Symmetrie deutlich durch den petrographischen sowie geochemischen Befund nachzeichnet werden.

6.1.3. Diskussion der Modelle

Die beiden Genesemodelle der Toskanischen Magmenprovinz gehen von zwei unterschiedlichen Interpretationen geophysikalischer Daten aus, beide decken sich mit den petrographischen und geochemischen Ergebnissen der Arbeit:

Nach **Modell 1** (Abb. 45) nehmen die SiO_2 - und K_2O -Konzentrationen in den Zonen 1, 2 und 3 in Abhängigkeit der Krustenmächtigkeit zu, während Cr abnimmt.

In den Zonen 4 und 5 ist es denkbar, daß durch metasomatische Prozesse in der subduzierten Kruste Alkali-reiche Lösungen in den überlagernden und (seitlich anschließenden) oberen Mantel gefördert werden. Durch diese Hydratation senkt sich der Schmelzpunkt und schafft damit die Voraussetzung zur Entstehung von Cr- und K_2O -reichen Schmelzen mit geringen SiO_2 -Gehalten.

Nach **Modell 2** (Abb. 46) kann eine Variation der Elementkonzentrationen (SiO_2 , K_2O , Cr) in Abhängigkeit von der Lithosphärenmächtigkeit angenommen werden.

In Zone 1 an der W-Flanke der Asthenosphärenaufwölbung bilden sich Trachybasalte (und deren Differentiate).

In den Zonen 2 und 3 (Bereich der aufgewölbten Asthenosphäre) dringen S-Typ-Granitoide mit geringen Cr-Werten und hohen K_2O - und SiO_2 -Konzentrationen auf. Die Schmelzbildung im Krustenniveau wird durch erhöhte Wärmediffusion und die Intrusion kleinräumiger Mantel-Basalte in die Kruste verursacht.

Die Mischmagmen und Mantelderivate der Zonen 4 und 5 bilden sich entlang der E-Flanke der aufgewölbten Asthenosphäre. Hohe K_2O -Konzentrationen in den nicht krustenkontaminierten Schmelzen deuten auf hohe K_2O -Werte im oberen Mantel hin und sind möglicherweise durch metasomatische Vorgänge zu erklären.

Unter Berücksichtigung der Gesamtsituation in der nördlichen Tyrrhenis sprechen eine Fülle von Daten für das Modell 2 und gegen Modell 1:

- Die Untersuchungen zur Bouguer-Schwere von Morelli (1975) und Loddo und Mongeli (1974) deuten auf eine positive Bouguer-Anomalie unter der Toskana hin. Dieser geophysikalische Befund ist lediglich mit dem Modell 2 (hochliegende Asthenosphäre) in Einklang zu bringen und nicht mit einer Krustenverdoppelung unter der Toskana: Eine Subduktion mit zwei übereinander liegenden kontinentalen

Plattensegmenten würde zu einer negativen und nicht zu einer positiven Bouguer-Schwere führen.

- Eine Zone mit hohem bis sehr hohem Wärme flu ß verläuft vom tyrrhenischen Tiefsee-Becken mit gering-mächtiger Lithosphäre in den Raum der Toskanischen Magmenprovinz (Hänel 1980).

Ein einheitlicher Grund für dieses Phänomen kann nur in einer gering-mächtigen Lithosphäre auch unter der Toskana gesehen werden und nicht in der bisher vermuteten Krustenverdoppelung.

- Der Magmenkörper von San Venanzo (50km östlich von Radicofani) weist ähnlich hohe bis höhere Gehalte der Elemente Mg, Ni, Cr und K (Holm 1982) auf wie der Latit-Andesit von Radicofani.

Wenn man als Ursache für die Schmelzbildung mit erhöhten K_2O - und Cr-Werten (wie in Modell "1" vorgeschlagen) eine Migration Alkali-reicher Lösungen in den benachbarten oberen Mantel annimmt, dann müßte die Migrations-Distanz der Lösungen vom W-Rand des Grabenbruchs von Radicofani bis nach San Venanzo etwa 70km betragen haben. Horizontale Lösungswanderungen in diesem Ausmaß aber sind auszuschließen.

- Das von Alvarez (1972) vorgeschlagene Modell der Magmengenese infolge einer Krustenverdoppelung durch Subduktion des Sardisch-Korsischen Blockes wurde von diesem Autor mit dem abnehmenden Alter der Magmatite im Bereich der Subduktionszone (Capraia bis Radicofani) begründet.

Die Altersabfolge der Magmatite der nördlichen Tyrrhenis besteht jedoch nicht nur zwischen den Magmatiten von Capraia bis Radicofani, sondern auch im W von dem Magmenkörper von Sisco in Korsika (14,3 Ma Borsi et al. 1967) bis nach San Venanzo (noch nicht datiert, jünger als Pliozän, nach Holm 1982) im E der Toskana. Beide Lokalitäten ragen im W und E weit über den möglichen Bereich der Benioff-Zone hinaus und können deshalb nicht als Schmelzprodukte einer Subduktionszone gesehen werden.

- Eine Region mit einer Krustenmächtigkeit von etwa 60km sollte zudem eine orographische Höhe haben, die weit über der der Toskana liegt. Zu erwarten wäre ein Hochgebirge in der westlichen Toskana. In dem östlichen Endbereich der Krustenverdoppelung (Radicofani), müßte dann bei der plötzlichen Abnahme der Krustendicke von 60 auf 30km eine Störungszone mit horizontalen Versatzbeträgen von mehreren km auftreten. Beides ist nicht der Fall.

- Während die klassischen plattentektonischen Modelle des "Inselbogen-Magmatismus" (Hatherton und Dickinson 1968) ja bekanntlich vom Tiefsee-graben weg in Richtung der abtauchenden subduzierten Platte eine Zunahme der Alkalinität fordern - einige Autoren ziehen sogar aus den K_2O -Gehalten bei jeweils 55 Gew.-% SiO_2 der lokalen Differentiationsreihen Rückschlüsse auf die Tiefe der Benioff-Zone - ist eine solche geochemische Polarität weder für eine eozäne "Europa-vergente" noch für die miozäne "Afrika-vergente" Faltungsphase zu erkennen.

Die geochemischen Verteilungsmuster bilden dagegen eindeutig die geophysikalisch berechnete Aufwölbung der Asthenosphäre unter der Toskana ab. Das ist der gleiche Sachverhalt, den Grohmann (1981) für die Vulkanite des Rheintalgrabens und des Ostafrikanischen Grabensystems zeigen konnte. Vieles spricht dafür, daß die Dicke der Lithosphäre ganz allgemein ein wesentlicher Steuerungsfaktor für den Chemismus der Magmatite ist, unabhängig davon, ob es sich um "Orogene" oder "Bruchschollengebiete" handelt.

Statistische Untersuchungen zeigen zudem, daß der Chemismus in den Inselbögen weniger mit der Tiefe der Benioff-Zonen als vielmehr mit der Bouguer-Schwere (Ui und Aramaki 1978) und der Krustenmächtigkeit bzw. der Lithosphärendicke (Grohmann 1981) korrelierbar ist.

Unter Berücksichtigung aller geologischen, petrographischen, geochemischen und geophysikalischen Daten, sowie der geodynamischen Erkenntnisse fügt sich damit das Modell 2 einer aufgewölbten Asthenosphäre unter der Toskana zu einer fast widerspruchsfreien Hypothese zur Genese der Toskanischen Magmenprovinz zusammen.

6.2. Entstehung der Toskanischen Magmenprovinz im Randbereich der Tyrrhenis

In den bisherigen Interpretationen zur Magmengenenese konnte ein sinnvolles geodynamisches Modell für den gesamten toskanischen Raum entwickelt werden.

Die Bildung von Schmelzen in der Toskanischen Magmenprovinz wird nach dieser Hypothese durch eine hochliegende Asthenosphäre verursacht, in der sich basaltische Magmen bilden, die ihrerseits zu Aufschmelzungen in der überlagernden Kruste führen.

In den abschließenden Interpretationen soll dargestellt werden, inwieweit sich die geodynamische Entwicklung in der Toskana mit der des gesamten circum-tyrrhenischen Raumes in Einklang bringen läßt. Besonderer Wert wird dabei auf einen Vergleich der magmatischen Aktivität im gesamten tyrrhenischen Großraum mit der Entwicklung des Magmatismus in der Toskanischen Vulkanprovinz gelegt.

6.2.1. Zusammenfassung wichtiger geologischer und geophysikalischer Daten des circum-tyrrhenischen Raumes

In Kap. 1.3. wurde ein umfassendes Bild zu Genese und Magmatismus im gesamten tyrrhenischen Raum entworfen. Eine kurze Zusammenfassung der dort aufgeführten geologischen und geophysikalischen Daten bildet die Grundlage für das Verständnis der geodynamischen Entwicklung in der gesamten Region (Abb. 47):

- Die Tyrrhenis weist in ihren Randbereichen kontinentale Kruste auf, ihr zentrales Tiefsee-Becken wird durch junge ozeanische Kruste aufgebaut, die durch ein begrenztes Sea-Floor-Spreading entstanden ist.
Der gesamte tyrrhenische Großraum kann als "Back-Arc Basin" der kalabrisch-sizilianischen Subduktionszone angesehen werden.
- Der Magmatismus im Tyrrhenischen Tiefsee-Becken weist vorherrschend tholeiitischen Charakter auf (Barberi et al. 1978; Dietrich et al. 1978). Die ozeanische Kruste in der zentralen Tyrrhenis ist, wie auch die Lithosphäre, sehr dünn (Calcagnile et al. 1979), es herrscht ein Schwerehoch und erhöhter Wärmefluß (Hänel 1980). Direkt unterhalb der Moho ist der obere Mantel sehr "weich" (Scherwellengeschwindigkeiten 3,80km/s; Calcagnile et al. 1979).
- Die Äolischen Inseln, Sizilien sowie die Campanische und Romanische Vulkanprovinz (Abb. 1) zeichnen sich durch alkalische (shoshonitische) bis kalkalkalische magmatische Aktivitäten aus. In

Geodynamisches Modell zur Genese der Tyrrhenis und angrenzender Magmenprovinzen

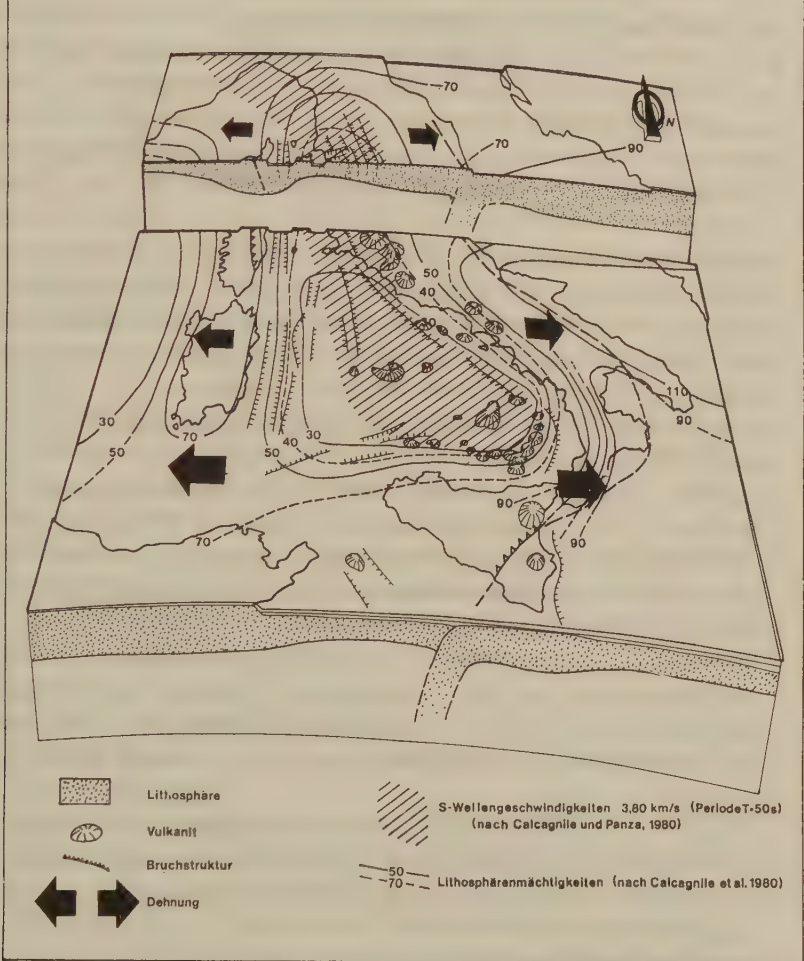


Abb. 47: Das Blockbild zur geodynamischen Entwicklung und Genese der Tyrrhenis und der angrenzenden Magmenprovinzen zeigt den mittleren mediterranen Raum mit den wichtigsten Vulkangebieten und Bruchzonen. Ein Gebiet mit einer hochliegenden Asthenosphäre (Lithosphärenmächtigkeiten $< 40\text{ km}$) und einem besonders weichen oberen Mantel direkt unter der Lithosphäre-Asthenosphäre-Grenze (S-Wellengeschwindigkeiten $< 3,80\text{ km/s}$) erstreckt sich von dem zentralen Tyrrhenischen Becken bis unter die Toskana. Während auf der ozeanischen Kruste der Tyrrhenis "Seamounts" entstehen, bilden sich in der kontinentalen Kruste der Toskana im Scheitel der Asthenosphärenaufwölbung durch Wärmediffusion sialisch-anatektische Schmelzen. An den Flanken der abtauchenden Asthenosphäre entstehen basaltoide Schmelzen, die sich beim Aufstieg durch die überlagernde Kruste mit sialischen Schmelzen mischen.

diesen Randregionen der Tyrrhenis nehmen die Krusten- und Lithosphärenmächtigkeiten nach außen stark zu (Schütte 1978), während Wärme fluß und Bouguer-Schwere stark abnehmen.

6.2.2. Entstehung der Toskanischen Magmenprovinz

Die Toskanische Magmenprovinz wurde in der bisherigen Literatur nicht im Zusammenhang mit der Entstehung des Tyrrhenischen Beckens gesehen. Lediglich die Vulkanite Capraia sind an eine N-S streichende Grabenstruktur gebunden, die als nördlicher Ausläufer der Tyrrhenis aufgebrochen ist (Horvath und Berckhemer 1982). Die übrigen Magmatite der Magmenprovinz liegen auf kontinentaler Kruste (Abb. 1).

Trotz der offenkundigen Unterschiede zwischen dem Tyrrhenischen Becken und dem toskanischen Festlandssockel in Bezug auf Krustenstruktur (ozeanische Kruste im Tyrrhenischen Tiefsee-Becken; kontinentale Kruste in der Toskanischen Magmenprovinz und den Randbereichen der Tyrrhenis) und chemische Zusammensetzung der Magmatite sprechen die geophysikalischen Daten für einen genetischen Zusammenhang der Magmatite beider Regionen:

- Nach Calcagnile und Panza (1980) zieht sich im oberen Mantel vom Zentrum des tyrrhenischen Tiefsee-Beckens durch den Untergrund der Toskana bis nach Ligurien eine Zunge mit verminderten S-Wellengeschwindigkeiten von weniger als 3.80km/s (Periode T=50s). Diese geringen Wellengeschwindigkeiten können durch erhöhte Temperaturen und daraus folgender Bildung von Teilschmelzen verursacht werden, oder durch H₂O-Aufnahme mit daraus resultierender Schmelzpunkterniedrigung und Schmelzbildung erklärt werden. Sie sind damit ein Indiz für die Anwesenheit von Schmelzen in sehr flachem Mantelniveau.
- Von einer Plattform mit hochliegender Asthenosphäre in der Tyrrhenis (30km mächtig) taucht nach Wigger (1984) und Panza et al.(1982) die Oberfläche der Asthenosphäre nach Osten, Süden und Westen steil bis in Tiefen von 70 bis 100km ab.
Ein Sporn hochliegender Asthenosphäre in 40km Tiefe verläuft nach N bis in das Gebiet der Toskanischen Magmenprovinz (Panza et al. 1979).
- Bestätigt wird das Modell einer hochliegenden Asthenosphäre auch durch Untersuchungen am Schwerefeld und der Wärme flußdichte: Eine positive Bouguer-Anomalie in der Tyrrhenis (150-230mgal; Dietrich et al. 1978) und der Toskana (10-50mgal; Morelli et al.1969)

stützt diese Theorie ebenso wie der erhöhte Wärmefluß in beiden Regionen ($100\text{--}150 \text{ mW/m}^2$ in der Tyrrhenis, Loddo und Mongelli 1974; $100\text{--}300 \text{ mW/m}^2$ in der Toskana, Hänel et al. 1980).

Das Zusammentreffen der vier untersuchten geophysikalischen Parameter ist im gesamten circum-tyrrhenischen Großraum nur im Tiefsee-Becken und der nördlich angrenzenden Toskana zu beobachten. Es ist deshalb sinnvoll, auch die Entstehung der Toskanischen Magmenprovinz in einen Zusammenhang mit dem Aufbrechen des Tyrrhenischen Beckens als "Back-Arc-Basin" zu stellen.

Im Gesamtüberblick über alle Magmenprovinzen des circum-tyrrhenischen Raumes (einschließlich der Toskanischen Magmenprovinz) lassen sich drei Magmengroßgruppen unterscheiden, die an jeweils spezifische geologische und geophysikalische Strukturen gebunden sind:

1. **Tholeiitischer Magmatismus:** Tyrrhenisches Tiefsee-Becken mit hochliegender Asthenosphäre, "weichem" oberem Mantel und ozeanischer Kruste.
2. **Kalkalkalischer bis alkalischer Magmatismus:** Sardinien, Sizilien, Äolische Inseln, Süd-Mittelitalien sowie die W- und E- Flanke der toskanischen Magmenprovinz mit variablen und zum Teil sehr großen Krusten- und Lithosphärenmächtigkeiten.
3. **Krustenanatektischer Magmatismus:** Zentrale Toskanische Magmenprovinz mit aufgewölbter Asthenosphäre, "weichem" oberem Mantel und kontinentaler Kruste; im Scheitel der Asthenosphäre Krustenanatexis, aber nur geringe Basaltförderung.

6.2.3. Geologische Geschichte der Region

In Verbindung mit der geologisch-tektonischen Geschichte der Region läßt sich daher sagen:

1. Faltungen der miozänen "toskanischen Phase" bewegen sich als Deformationsfront radial vom Zentrum der Tyrrhenis weg (N-Apennin nach NE, Toskana nach E, Kalabrien nach E). Die Verlagerung der Faltungsfront wie die tektonische Vergenz ist nach außen gerichtet.
2. Dieser Faltungsfront folgt, sich ebenfalls nach außen verlagernd, eine Dehnungsfront, in deren Verlauf sich der Sardisch-Korsische Block von Frankreich löst, während gleichzeitig die Kruste im Hinterland der kalabrisch-sizilianischen Subduktionszone ausdünn: Ein "Back-Arc-Basin", die Tyrrhenis entsteht.

3. Dieser großtektonische Prozeß, der mit der Ausdünnung der Lithosphäre und damit einer Aufwölbung der Asthenosphäre verbunden ist, führt unter der nördlichen Tyrrhenis und der Toskana zu einer Verlagerung der gewölbten Asthenosphäre von W nach E, was sich im Fortschreiten des Magmatismus von W (14Ma; Sisco in Korsika) nach E (0,21Ma; Mte. Amiata) widerspiegelt.

ANHANG 1: GEOCHEMISCHE GESAMGESTEINSANALYSEN
GIGLIO

PROBE. NR.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	75.14	73.90	71.02	74.27	69.00	69.24	69.67	69.76
TiO ₂	.12	.03	.46	.27	.52	.54	.43	.50
Al ₂ O ₃	13.19	13.40	14.34	12.93	14.85	14.89	15.21	14.80
Fe ₂ O ₃	.57	.70	.62	.72	.41	.43	.43	.46
FeO	1.02	1.45	2.36	1.41	3.11	2.98	2.58	2.59
MnO	.06	.04	.05	.05	.07	.06	.06	.05
MgO	.50	.47	1.06	.61	1.34	1.57	1.04	1.13
CaO	.68	1.16	1.80	1.34	2.22	2.58	2.10	2.49
NaO	2.30	2.27	2.40	2.41	2.54	2.01	2.15	2.67
K ₂ O	5.68	5.37	4.55	5.12	4.52	4.43	4.33	4.11
P ₂ O ₅	.09	.16	.23	.17	.25	.24	.21	.26
GV	.72	.69	.92	.62	.74	.74	.88	.69
SUMME	100.07	99.64	99.81	99.92	99.57	99.71	99.09	99.51
V	18	46	67	32	99	90	104	88
CR	7	0	16	9	23	17	0	0
CO	2	3	4	3	5	4	3	4
NI	24	22	25	34	12	36	17	22
CU	59	33	26	78	32	28	14	47
ZN	198	400	810	296	144	164	112	219
GA	19	19	18	19	20	18	17	23
RB	308	296	258	265	251	261	254	254
SR	37	64	97	90	104	122	77	192
Y	30	28	28	31	30	29	27	33
ZR	76	60	280	111	149	142	123	176
PB	84	127	122	194	82	89	69	149

LA SERRA

PROBE. NR.	9	10	11	12	1	2	3	4
SiO ₂	69.82	69.98	70.74	75.41	72.31	72.36	72.24	72.41
TiO ₂	.55	.50	.47	.01	.39	.36	.41	.46
Al ₂ O ₃	14.64	14.74	14.70	13.67	14.01	13.68	13.81	13.24
Fe ₂ O ₃	.54	.52	.59	.31	.25	.31	.45	.45
FeO	3.02	2.72	2.39	.54	2.13	1.98	2.16	2.30
MnO	.06	.06	.05	.04	.04	.03	.03	.04
MgO	1.33	1.14	1.12	.05	.86	.85	.80	1.01
CaO	2.26	2.25	2.12	.69	1.96	2.21	2.24	2.17
NaO	1.81	2.57	2.16	3.10	2.84	3.29	2.73	2.96
K ₂ O	4.53	4.23	4.63	5.01	3.66	3.75	3.66	3.55
P ₂ O ₅	.27	.23	.22	.05	.18	.15	.18	.19
GV	.67	.54	.53	.27	.99	.74	.68	.64
SUMME	99.50	99.48	99.72	99.15	99.62	99.71	99.39	99.42
V	80	94	77	13	53	52	67	69
CR	25	0	26	0	20	11	1	15
CO	5	5	4	1	3	3	3	4
NI	30	24	50	25	24	15	17	30
CU	52	34	25	26	15	18	9	9
ZN	223	208	149	215	109	138	136	110
GA	22	21	18	23	18	19	19	17
RB	268	284	307	401	185	186	205	181
SR	124	118	97	0	153	146	142	162
Y	31	29	28	16	34	27	27	28
ZR	156	155	149	53	181	139	134	176
PB	122	116	70	98	36	42	45	29

CASTEL DI PIETRA								
PROBE. NR.	5	6	1	2	3	4	5	6
SIO2	71.27	72.47	69.73	69.43	70.38	69.75	69.93	64.99
TIO2	.35	.30	.50	.58	.43	.45	.46	.36
AL2O3	14.94	13.62	13.36	15.19	14.77	14.67	14.83	16.39
FE2O3	.40	.21	.49	.10	.61	.43	.52	.26
FEO	1.93	1.95	3.55	2.95	2.32	2.58	2.62	3.29
MNO	.04	.05	.11	.09	.57	.06	.58	.10
MGO	.73	.84	2.25	1.65	1.14	1.00	1.25	1.50
CAO	2.35	1.68	.63	.87	1.49	1.74	1.70	2.61
NAO	2.39	3.21	.00	.10	1.80	2.34	1.86	1.91
K2O	4.29	3.90	6.73	6.88	5.18	5.04	5.27	5.24
P2O5	.14	.12	.23	.32	.21	.22	.27	.17
GV	.61	.92	2.78	1.94	1.53	1.36	1.26	1.69
SUMME	99.44	99.27	100.36	100.10	100.43	99.64	100.55	98.51
V	62	49	60	79	76	72	89	98
CR	0	0	27	0	0	39	16	18
CO	3	3	6	4	4	4	4	5
NI	3	21	14	0	16	26	32	13
CU	12	22	29	35	40	26	31	20
ZN	88	168	119	151	176	97	130	69
GA	20	18	22	23	22	20	21	22
RB	235	185	284	344	272	262	318	324
SR	145	161	157	108	113	108	75	218
Y	29	32	18	19	21	29	21	30
ZR	150	148	122	168	148	151	131	152
PB	33	51	39	76	56	36	42	61
	BOTRO							
PROBE. NR.	7	8	9	10	11	13	14	1
SIO2	71.46	71.20	70.29	70.79	72.40	70.98	69.25	72.61
TIO2	.42	.43	.39	.42	.24	.40	.42	.20
AL2O3	14.48	14.00	14.90	14.71	14.65	15.51	15.19	15.89
FE2O3	.94	.95	.56	.81	.71	.85	.26	.28
FEO	1.94	2.14	2.10	2.18	1.28	2.08	2.73	.11
MNO	.05	.07	.05	.07	.06	.06	.06	.02
MGO	1.11	1.43	.95	1.35	.63	1.05	1.20	.73
CAO	1.74	1.36	1.79	1.34	1.39	1.40	1.84	1.33
NAO	1.92	1.51	2.38	.98	2.05	2.22	2.10	1.95
K2O	4.58	5.41	5.20	5.82	5.77	5.24	4.72	6.61
P2O5	.23	.23	.23	.26	.16	.16	.19	.15
GV	.96	1.56	1.14	1.67	.79	.00	1.79	.88
SUMME	99.83	100.29	99.98	100.40	100.13	99.95	99.75	100.76
V	71	76	75	79	28	68	95	7
CR	17	13	0	13	0	0	0	0
CO	4	4	4	3	2	4	4	1
NI	25	25	27	26	30	17	10	47
CU	26	31	23	19	27	31	33	31
ZN	136	169	156	135	223	178	147	222
GA	21	20	18	20	20	19	20	24
RB	268	277	274	335	268	270	248	339
SR	82	87	93	62	128	105	150	182
Y	21	19	21	21	17	21	29	6
ZR	129	124	122	114	95	117	158	66
PB	52	65	48	195	127	60	83	108

PROBE. NR.	BOTRO			AI MARM			MTE. CAPANNE	
	2	3	4	5	6	7	1	2
SIO2	71.26	71.85	71.80	72.86	70.71	72.32	68.53	68.37
TIO2	.18	.16	.23	.16	.17	.24	.33	.48
AL2O3	16.07	15.88	16.34	16.38	15.54	15.95	15.12	15.08
FE2O3	.40	.34	.38	.30	.25	.26	.24	.32
FEO	.15	.12	.14	.11	.09	.09	1.96	2.84
MNO	.03	.02	.02	.02	.02	.01	.04	.06
MGO	.95	1.01	1.26	.68	.80	.67	1.02	1.55
CAO	1.32	1.30	1.27	1.21	1.72	1.50	2.31	2.91
NAO	1.96	2.02	1.96	1.62	2.60	2.48	4.05	3.66
K2O	6.58	5.89	6.06	6.58	5.35	6.09	4.14	3.51
P2O5	.09	.06	.08	.12	.05	.17	.15	.18
GV	1.08	1.00	.89	.94	.96	.96	2.27	.62
SUMME	100.07	99.65	100.43	100.98	98.26	100.74	100.16	99.58

V	12	7	17	2	0	3	78	84
CR	0	0	0	16	0	5	0	70
CO	1	1	1	1	1	1	3	5
NI	27	41	26	18	60	34	21	16
CU	22	4	19	37	24	27	33	85
ZN	177	149	147	162	209	153	178	99
GA	26	19	24	27	21	24	20	25
RB	422	381	427	424	342	376	268	217
SR	141	104	130	108	289	199	148	154
Y	7	5	11	6	29	7	21	26
ZR	53	44	92	60	155	78	118	155
PB	86	68	56	53	374	59	77	52

PROBE. NR.	3	4	5	6	7	8	9	10
SIO2	69.75	70.18	67.39	70.44	70.18	71.77	67.07	67.38
TIO2	.39	.37	.47	.36	.26	.28	.65	.48
AL2O3	15.26	15.08	15.62	14.83	15.18	15.47	15.75	15.99
FE2O3	.31	.33	.19	.34	.43	.45	.08	.79
FEO	2.26	2.06	2.87	2.15	1.63	1.72	3.30	2.31
MNO	.04	.04	.05	.04	.05	.04	.05	.05
MGO	1.27	1.17	1.63	1.12	.96	.75	1.74	1.68
CAO	2.55	2.28	3.22	2.23	1.47	.48	3.29	3.38
NAO	3.52	3.62	3.60	3.86	3.69	3.34	3.14	3.48
K2O	3.98	3.97	3.85	3.54	4.03	5.05	3.84	3.89
P2O5	.16	.16	.20	.08	.09	.11	.30	.18
GV	.40	.68	.74	.57	1.11	.51	.54	.43
SUMME	99.89	99.94	99.83	99.56	99.08	99.97	99.75	100.04

V	70	65	229	62	37	48	90	96
CR	0	406	32	43	0	5	330	0
CO	3	10	10	4	3	3	13	3
NI	4	0	10	44	24	27	3	14
CU	31	293	45	69	50	26	272	13
ZN	201	14	140	171	248	171	73	133
GA	22	47	24	20	24	20	56	21
RB	255	283	288	217	279	324	428	229
SR	173	107	164	212	177	114	118	177
Y	29	30	25	58	33	25	11	24
ZR	140	126	119	197	147	90	107	127
PB	76	47	53	78	143	127	146	48

PROBE. NR.	11	12	13	14	15	16	17	18
SIO2	69.08	70.16	66.79	67.98	67.75	68.51	67.89	66.41
TIO2	.46	.28	.55	.54	.47	.45	.41	.34
AL2O3	15.85	14.35	16.75	16.49	15.42	15.32	15.84	15.86
FE2O3	.36	.38	.23	.77	.29	.37	.68	.43
FEO	2.64	1.85	2.94	2.83	2.63	2.46	2.14	2.30
MNO	.05	.06	.04	.06	.05	.04	.05	.07
MGO	1.51	.97	.83	1.58	1.44	1.40	1.40	1.75
CAO	2.36	1.91	2.69	1.51	2.99	2.91	2.93	3.01
NAO	2.83	3.05	3.36	2.85	3.62	3.28	3.74	3.52
K2O	3.83	4.72	3.72	4.38	3.86	4.15	3.67	4.05
P2O5	.15	.11	.17	.20	.20	.21	.16	.14
GV	.42	1.54	.50	.56	1.06	.88	.47	.63
SUMME	99.54	99.38	98.57	99.75	99.78	99.98	99.38	98.51

V	85	68	106	127	90	72	83	87
CR	7	0	22	7	0	12	0	0
CO	3	2	4	4	3	4	4	3
NI	32	10	9	0	7	40	24	19
CU	10	21	44	22	25	26	40	13
ZN	148	126	96	68	132	184	170	108
GA	17	18	21	21	19	18	20	17
RB	275	273	229	230	238	238	239	236
SR	126	82	174	180	160	186	184	166
Y	25	23	30	33	25	24	27	24
ZR	135	90	218	147	127	124	160	122
PB	52	57	38	34	49	48	60	36

MITTELELBA-PORPHYR

PROBE. NR.	19	1	2	3	4	5	6	7
SIO2	67.75	73.90	74.37	72.82	70.40	65.98	72.13	71.71
TIO2	.35	.01	.06	.22	.28	.72	.31	.35
AL2O3	15.31	12.98	13.56	14.20	15.28	17.10	15.73	15.66
FE2O3	.37	.31	.40	1.14	1.15	1.42	1.13	1.31
FEO	2.33	.31	.45	.72	1.07	2.43	1.02	1.06
MNO	.07	.04	.03	.03	.04	.04	.03	.03
MGO	1.68	.10	.31	.55	1.17	1.18	.59	.77
CAO	2.76	.87	1.01	.93	.81	.72	.48	.60
NAO	3.53	4.26	4.38	3.72	3.46	4.36	3.05	3.83
K2O	4.12	4.52	3.98	4.36	4.37	3.21	4.53	4.11
P2O5	.15	.04	.05	.10	.10	.24	.11	.12
GV	.57	1.37	1.05	1.53	1.97	1.84	1.05	.64
SUMME	98.99	98.71	99.65	100.32	100.10	99.24	100.16	100.19

V	83	3	0	39	59	119	40	55
CR	0	262	0	13	0	25	0	0
CO	3	2	2	2	3	6	3	3
NI	20	1	31	16	27	14	17	16
CU	24	120	33	11	26	49	36	30
ZN	150	96	248	65	183	186	217	183
GA	19	29	21	19	20	25	24	23
RB	241	407	307	287	296	291	322	296
SR	167	5	55	108	122	151	96	123
Y	24	43	33	30	27	39	25	25
ZR	116	104	98	147	133	243	131	144
PB	54	133	119	34	79	65	74	72

PROBE. NR.	SONDERPROBEN						
	8	9	10	11	12	13	1 2
STO2	69.00	66.72	70.92	71.34	67.98	66.89	69.55 68.89
TIO2	.21	.39	.28	.28	.28	.47	.38 .47
AL2O3	16.06	15.77	14.87	14.96	16.71	15.40	15.21 15.36
FE2O3	.55	.97	1.17	.89	1.13	1.73	2.78 3.19
FEO	1.57	1.83	1.08	1.21	1.01	1.60	.00 .00
MNO	.05	.05	.05	.04	.04	.06	.04 .05
MGO	.98	1.41	.93	.79	.82	2.36	1.49 1.68
CAO	.34	2.44	.46	1.19	.49	3.35	2.90 2.77
NAO	2.75	3.84	3.34	3.58	5.44	3.30	3.69 3.50
K2O	5.46	4.39	4.95	4.08	3.65	3.63	4.23 3.92
P2O5	.07	.19	.13	.14	.02	.21	.18 .15
GV	1.48	2.10	2.03	1.57	1.79	1.78	.00 .00
SUMME	98.52	100.10	100.21	100.07	99.36	100.78	100.45 99.98

V	41	81	67	55	55	96	60	93
CR	0	0	0	0	23	17	0	0
CO	2	3	2	3	2	4	3	4
NI	23	7	13	16	16	12	23	9
CU	12	21	15	24	12	23	26	50
ZN	164	123	105	169	54	92	173	188
GA	21	21	21	21	28	20	19	22
RB	342	241	322	302	291	205	233	254
SR	48	237	205	105	242	191	173	170
Y	13	21	25	26	30	25	25	28
ZR	77	115	125	137	133	145	123	167
PB	76	47	115	76	46	26	58	73

PROBE. NR.	MTE. CAPÄNNE (GAENGE UND RESTITE)						
	3	4	5	6	7	8	9 10
STO2	72.07	66.75	68.01	72.24	63.50	52.07	67.96 72.63
TIO2	.14	.57	.49	.31	.74	1.07	.44 .01
AL2O3	14.02	16.06	16.54	14.57	16.70	23.71	15.80 15.02
FE2O3	1.63	3.82	3.78	2.00	5.21	8.94	3.57 1.11
FEO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00 .00
MNO	.05	.06	.08	.03	.08	.14	.05 .03
MGO	.74	1.31	1.82	.85	2.84	3.51	1.85 .32
CAO	1.67	3.22	1.80	1.92	4.33	4.54	2.50 .67
NAO	3.88	4.10	3.31	3.17	3.62	2.42	3.70 4.18
K2O	4.33	3.09	4.20	5.16	2.47	3.76	4.04 4.45
P2O5	.03	.21	.16	.15	.24	.22	.16 .00
GV	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00 .00
SUMME	98.56	99.19	100.19	100.40	99.73	100.38	100.07 98.42

V	12	113	98	36	173	87	99	9
CR	0	2	48	0	14	33	43	22
CO	3	5	5	2	8	10	4	2
NI	52	14	14	17	3	8	11	44
CU	68	40	36	41	63	63	28	2
ZN	395	158	74	198	136	171	36	56
GA	22	21	24	22	26	28	18	18
RB	274	255	365	292	293	288	215	344
SR	178	182	111	131	166	179	157	6
Y	22	27	33	25	30	102	26	49
ZR	104	144	136	178	136	121	128	130
PB	448	54	23	103	45	51	21	34

PROBE. NR.	11	12	13	14	15	16	17	18
STO2	68.62	75.78	70.07	73.01	75.78	73.86	70.98	73.08
TIO2	.04	.00	.10	.02	.09	.06	.45	.05
AL2O3	18.57	13.64	15.13	15.07	13.65	13.96	15.17	14.78
FE2O3	.76	.64	1.05	.42	.82	1.06	2.18	1.10
FEO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
MNO	.00	.40	.01	.02	.00	.04	.00	.06
MGO	.21	.31	.48	.03	.32	.23	.75	.63
CAO	.83	.62	2.80	.81	1.79	1.05	2.54	.69
NAO	8.28	4.38	5.72	5.82	5.72	5.01	4.96	3.12
K2O	3.70	3.99	2.83	4.16	1.51	3.90	2.78	5.71
P2O5	.02	.00	.00	.00	.01	.02	.21	.01
GV	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
SUMME	101.03	99.76	98.19	99.36	99.69	99.19	100.02	99.23

V	10	0	14	0	4	17	56	6
CR	11	0	0	0	0	0	4	11
CO	1	1	1	1	1	2	3	1
NI	16	8	7	15	49	25	21	16
CU	1	0	9	23	21	43	34	4
ZN	39	76	96	127	199	236	142	61
GA	21	17	17	27	14	24	22	22
RB	332	281	153	388	90	379	152	471
SR	45	5	106	32	126	44	486	0
Y	36	24	27	34	37	29	28	32
ZR	100	54	115	69	166	75	205	54
PB	25	52	40	45	70	112	88	45

PROBE. NR.	19	20	21	22	23	24	25	26
STO2	68.84	76.82	79.86	73.61	73.13	72.34	75.01	76.83
TIO2	.46	.00	.06	.16	.31	.27	.06	.01
AL2O3	15.85	13.03	11.53	15.12	15.51	15.26	13.05	12.92
FE2O3	3.14	.78	.94	1.60	2.34	2.55	1.16	.58
FEO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
MNO	.04	.02	.01	.02	.03	.05	.04	.02
MGO	1.47	.08	.00	.39	.78	.82	.37	.19
CAO	2.93	.64	.31	.27	.66	.42	.94	.52
NAO	3.49	4.27	4.93	4.05	2.83	3.30	3.35	3.46
K2O	3.75	4.85	2.27	4.52	4.66	4.88	4.48	4.80
P2O5	.20	.04	.00	.02	.11	.11	.02	.02
GV	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
SUMME	100.17	100.53	99.91	99.76	100.36	100.00	98.48	99.35

V	82	5	4	44	53	60	14	9
CR	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	4	1	2	2	3	3	1	1
NI	13	19	36	0	18	20	24	24
CU	22	15	39	2	19	15	25	18
ZN	170	136	278	73	161	172	203	202
GA	20	16	16	20	22	20	16	14
RB	243	255	119	289	331	317	255	200
SR	162	17	164	61	90	81	74	96
Y	22	32	33	27	26	21	27	29
ZR	122	79	140	388	119	103	80	97
PB	61	67	81	46	67	132	91	78

GAVORRANO								
PROBE. NR.	1	2	3	4	5	6	7	8
SIO2	75.48	73.58	76.86	77.47	70.10	75.66	71.01	78.17
TIO2	.06	.03	.12	.11	.46	.10	.55	.14
AL2O3	14.47	14.62	12.66	9.99	15.90	13.67	14.24	11.40
FE2O3	.80	.92	.52	.74	.64	.55	.64	.70
FEO	.34	.39	.89	2.43	2.32	.94	2.95	1.19
MNO	.03	.06	.07	.07	.05	.05	.08	.06
MGO	.13	.41	.29	.37	.75	.36	1.17	.30
CAO	.28	.31	.27	.11	.49	.41	.73	.23
NAO	2.03	.97	.52	.85	1.21	1.98	.87	.18
K2O	6.16	7.68	7.06	5.12	6.00	5.37	5.77	6.58
P2O5	.12	.13	.10	.12	.19	.09	.22	.10
GV	.80	.85	1.22	1.85	1.82	1.14	1.57	1.22
SUMME	100.70	99.95	100.58	99.23	99.93	100.32	99.80	100.27

V	3	19	20	19	95	44	100	36
CR	5	0	0	5	0	0	0	0
CO	2	2	2	4	4	2	5	3
NI	26	5	15	12	10	4	13	3
CU	27	21	22	11	29	15	25	20
ZN	175	146	168	116	142	126	160	152
GA	30	28	22	17	23	23	22	20
RB	562	501	430	269	319	458	326	361
SR	2	0	17	11	121	0	99	31
Y	11	0	29	21	25	29	36	21
ZR	34	8	80	62	157	61	199	69
PB	72	74	203	102	94	69	108	220

ROCCASTRADA								
PROBE. NR.	9	10	11	1	2	3	4	5
SIO2	66.63	74.68	72.82	73.71	73.86	73.49	77.35	76.63
TIO2	.80	.17	.10	.13	.17	.11	1.08	.14
AL2O3	15.64	13.39	14.86	13.63	13.69	13.42	13.54	13.27
FE2O3	.53	.54	.99	1.10	1.22	1.11	.25	.40
FEO	3.91	1.41	.42	.61	.72	.62	.28	.45
MNO	.08	.06	.04	.05	.06	.05	.02	.01
MGO	1.41	.45	.39	.39	.39	.37	.11	.20
CAO	2.27	.71	.68	1.66	.81	.81	.32	.57
NAO	1.63	2.26	2.88	2.56	1.94	2.34	1.45	1.89
K2O	4.52	5.12	5.01	4.93	4.91	4.77	5.59	4.63
P2O5	.29	.08	.11	.10	.09	.06	.07	.08
GV	1.30	.94	1.11	.87	1.57	1.22	1.52	1.99
SUMME	99.01	99.81	99.41	99.74	99.43	98.37	101.58	100.26

V	140	49	39	34	39	34	2	15
CR	13	2	0	0	4	0	3	0
CO	7	3	2	2	2	2	1	1
NI	19	18	2	9	20	9	25	16
CU	42	24	22	20	22	9	7	11
ZN	142	121	147	138	146	115	76	89
GA	22	20	31	21	21	21	25	21
RB	252	339	587	364	370	372	552	417
SR	161	25	0	37	33	25	0	0
Y	34	33	11	34	36	35	21	19
ZR	221	90	24	100	115	100	59	74
PB	87	55	77	62	65	51	55	54

PROBE. NR.	6	7	8	9	10	11	12	13
SIO2	74.12	75.09	73.31	75.84	75.19	74.17	74.75	73.13
TIO2	.63	.18	.12	.13	.16	.21	.22	.19
AL2O3	13.06	12.94	13.48	13.06	13.19	13.77	13.52	14.82
FE2O3	1.03	1.44	1.02	.94	1.06	1.33	1.36	.99
FEO	.53	.67	.57	.40	.50	.69	.66	.56
MNO	.04	.03	.05	.03	.03	.04	.03	.03
MGO	.36	.29	.39	.34	.35	.36	.34	.41
CAO	.90	.93	1.02	1.06	.91	.91	.60	.42
NAO	2.47	1.91	2.34	2.53	2.34	1.92	1.77	1.80
K2O	4.50	4.90	4.61	4.69	4.86	5.06	4.97	4.52
P2O5	.09	.13	.05	.11	.11	.13	.13	.02
GV	2.29	1.29	2.17	.84	1.39	1.38	1.63	2.68
SUMME	100.02	99.80	99.13	99.97	100.09	99.97	99.98	99.57

V	16	36	39	31	27	42	37	28
CR	0	14	0	0	6	31	14	13
CO	2	2	2	2	2	3	2	2
NI	28	26	16	5	32	23	16	6
CU	33	6	26	15	26	21	7	25
ZN	264	87	129	159	130	59	75	76
GA	24	18	22	22	20	21	21	23
RB	400	353	383	406	365	364	387	359
SR	29	14	25	19	52	13	10	0
Y	26	27	30	30	68	27	37	29
ZR	74	81	96	84	117	85	110	67
PB	191	45	102	81	61	30	37	31

PROBE. NR.	14	15	16	17	18	19	20	21
SIO2	74.42	73.84	75.89	72.84	75.30	74.26	73.27	74.95
TIO2	.16	.21	.16	.12	.22	.16	.10	.14
AL2O3	13.54	13.69	13.24	13.35	13.02	13.22	13.29	13.01
FE2O3	1.21	1.41	.95	1.07	1.40	1.14	1.00	1.12
FEO	.61	.75	.41	.63	.65	.59	.56	.54
MNO	.03	.04	.02	.06	.04	.05	.05	.05
MGO	.39	.49	.28	.35	.28	.36	.18	.26
CAO	.92	.98	1.00	1.02	.83	1.12	.93	.94
NAO	2.44	1.89	2.34	3.06	1.38	2.56	2.93	2.52
K2O	4.71	4.77	4.84	4.74	5.03	4.63	4.58	4.63
P2O5	.08	.13	.13	.09	.13	.12	.07	.13
GV	1.44	1.83	1.07	2.22	1.60	1.78	2.21	1.69
SUMME	99.95	100.03	100.33	99.55	99.88	99.99	99.17	99.98

V	42	38	23	36	37	33	22	32
CR	7	17	12	0	17	5	5	0
CO	2	3	2	2	2	2	2	2
NI	9	26	24	5	15	5	19	17
CU	22	27	28	6	17	28	24	22
ZN	70	132	119	94	87	105	135	140
GA	24	22	23	21	22	25	24	22
RB	429	356	434	413	377	403	424	419
SR	2	32	13	0	11	5	3	6
Y	32	34	29	22	30	27	24	25
ZR	95	116	101	64	97	75	68	68
PB	42	44	50	74	41	69	98	88

SAN VINCENZO								
PROBE. NR.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	71.22	71.42	71.00	71.70	69.52	68.60	68.79	71.97
TiO ₂	.26	.27	.24	.22	.25	.30	.22	.37
Al ₂ O ₃	14.57	14.52	14.30	15.01	14.91	15.10	14.88	14.91
Fe ₂ O ₃	1.13	1.54	1.49	1.10	1.23	1.33	1.11	1.67
FeO	.69	.91	.96	.63	.96	1.22	.98	.92
MnO	.03	.04	.04	.03	.04	.05	.06	.02
MgO	.65	.76	.76	.71	1.02	1.20	.86	.64
CaO	3.46	1.89	1.59	1.77	1.91	2.19	1.75	1.90
NaO	2.97	2.66	3.21	2.79	3.08	2.76	2.78	2.33
K ₂ O	5.13	4.97	4.99	4.88	4.46	4.60	4.30	4.65
P ₂ O ₅	.16	.15	.10	.10	.07	.14	.09	.17
GV	.54	.75	.94	.81	1.73	2.37	2.10	1.20
SUMME	100.81	99.88	99.62	99.75	99.18	99.86	97.92	100.75

V	34	64	41	36	40	53	42	44
CR	7	2	58	9	39	22	6	33
CO	2	3	3	2	3	4	3	3
NI	15	10	26	24	34	12	8	6
CU	10	13	36	24	37	23	15	20
ZN	91	62	94	108	112	102	107	80
GA	22	22	24	23	23	22	22	23
RB	347	375	393	328	306	294	301	285
SR	99	100	83	113	167	182	129	133
Y	15	21	21	21	27	22	29	23
ZR	78	87	90	98	124	110	135	130
PB	49	43	45	48	45	45	52	35

CAPRAIA (BASALTE)								
PROBE. NR.	9	10	11	12	13	1	2	3
SiO ₂	71.83	71.03	68.81	69.11	64.02	52.73	51.07	49.04
TiO ₂	.26	.33	.25	.32	.36	1.46	1.51	1.44
Al ₂ O ₃	14.45	14.83	14.93	15.37	18.90	13.20	12.91	13.20
Fe ₂ O ₃	1.32	1.49	1.15	1.40	1.06	2.76	2.18	2.13
FeO	.73	.94	1.02	1.20	1.51	6.07	7.28	7.11
MnO	.03	.02	.05	.04	.02	.13	.12	.12
MgO	.55	.64	.80	.82	.91	8.35	9.17	9.20
CaO	1.74	1.83	1.94	1.98	2.33	6.88	7.54	7.94
NaO	2.73	2.68	2.82	3.03	2.88	3.52	4.46	4.62
K ₂ O	4.93	4.68	4.32	4.66	3.49	3.14	3.07	2.78
P ₂ O ₅	.18	.17	.08	.14	.16	.56	.59	.52
GV	1.28	1.22	2.45	1.32	3.69	1.11	.79	.45
SUMME	100.03	99.86	98.62	99.39	99.33	99.91	100.69	98.55

V	42	52	49	66	55	201	257	275
CR	14	26	7	5	20	208	185	138
CO	3	3	3	3	4	19	19	45
NI	9	15	12	6	13	45	50	21
CU	14	14	13	16	19	40	35	23
ZN	71	61	126	62	95	93	73	57
GA	22	21	19	21	22	19	16	16
RB	329	297	291	288	198	151	135	113
SR	55	94	123	96	128	304	266	283
Y	15	20	20	14	25	27	24	20
ZR	92	120	112	76	149	179	154	122
PB	33	34	70	41	39	7	5	8

PROBE. NR.	(LATITE)							
	4	5	6	7	8	9	10	11
SIO2	52.19	53.23	52.43	52.70	54.49	54.18	62.44	62.43
TIO2	1.34	1.45	1.47	1.59	.63	1.61	.62	.68
AL2O3	13.81	14.03	13.87	14.03	13.14	13.57	16.79	16.00
FE2O3	2.68	2.76	2.70	9.46	6.63	8.99	3.40	3.23
FEO	6.38	6.07	6.42	.42	.35	.45	1.27	1.29
MNO	.13	.13	.12	.15	.10	.16	.07	.06
MGO	8.15	7.60	7.81	6.51	6.26	6.44	2.79	3.19
CAO	7.53	8.11	7.82	7.98	5.80	7.62	4.86	5.22
NAO	4.37	3.20	4.09	3.14	6.06	3.35	2.26	2.77
K2O	2.67	2.56	2.39	2.76	3.80	2.90	3.42	3.34
P2O5	.58	.52	.48	.58	.30	.60	.24	.29
GV	.06	.04	.10	.73	1.16	1.02	1.64	1.98
SUMME	99.89	99.70	99.70	100.05	98.72	100.89	99.80	100.48

V	264	244	274	241	115	239	131	101
CR	143	193	121	200	47	224	45	56
CO	16	17	14	22	6	21	6	6
NI	36	45	17	39	12	45	2	16
CU	18	26	14	46	20	35	22	23
ZN	61	70	57	110	70	95	36	65
GA	16	15	16	20	25	18	22	22
RB	119	123	109	146	111	157	176	160
SR	288	292	269	318	631	173	340	465
Y	26	23	21	29	22	30	25	27
RZ	128	135	127	179	153	188	191	191
PB	6	6	7	8	30	7	23	23

PROBE. NR.	(QUARZ-LATITE) (LATITE)							
	12	13	14	15	16	17	18	19
SIO2	61.37	62.29	63.68	67.64	67.60	61.61	61.47	62.31
TIO2	.56	.54	.52	.43	.44	.54	.51	.69
AL2O3	15.39	15.18	15.63	15.19	15.18	15.37	15.38	17.37
FE2O3	3.83	3.69	2.72	2.21	2.20	3.59	3.45	3.43
FEO	1.34	1.34	1.56	.71	.71	1.50	1.38	1.32
MNO	.11	.09	.07	.04	.04	.10	.08	.05
MGO	4.42	3.91	3.00	1.36	1.36	3.86	3.45	1.76
CAO	6.07	5.78	5.24	3.13	3.22	6.05	5.81	4.77
NAO	2.85	2.62	2.70	2.68	2.67	2.26	2.65	2.85
K2O	3.08	3.13	3.89	4.01	4.03	3.33	3.38	3.66
P2O5	.20	.19	.23	.24	.24	.20	.18	.31
GV	.92	.47	.39	2.39	2.46	.64	.65	.73
SUMME	100.14	99.23	99.63	100.03	100.15	99.05	98.39	99.25
V	123	129	96	83	66	133	112	146
CR	42	63	27	19	27	43	42	23
CO	6	7	5	3	3	6	6	6
NI	0	14	1	8	8	4	6	8
CU	14	21	13	8	4	3	14	10
ZN	45	44	43	31	30	27	47	21
GA	25	21	25	20	20	22	23	21
RB	106	128	156	188	189	111	123	168
SR	600	487	647	277	288	580	593	373
Y	24	26	29	23	26	24	29	30
ZR	148	159	209	151	185	153	187	208
PB	23	19	34	29	30	23	26	22

PROBE. NR.	20	MTE. AMIATA						
		1	2	3	4	5	6	7
SIO2	66.73	59.80	63.40	59.76	61.41	63.70	62.05	63.98
TIO2	.32	.63	.54	.61	.57	.49	.55	.49
AL2O3	14.62	19.11	15.77	17.69	17.16	16.51	14.42	14.38
FE2O3	2.03	2.02	2.23	2.14	2.13	2.08	2.24	2.13
FEO	.67	3.06	2.63	3.17	2.92	2.32	2.80	2.26
MNO	.07	.08	.06	.08	.08	.05	.09	.07
MGO	1.35	1.82	1.42	2.12	2.15	1.52	1.69	1.29
CAO	2.88	4.17	3.65	4.69	4.46	3.76	4.72	3.59
NAO	3.29	1.74	1.82	1.61	1.76	1.97	1.82	2.27
K2O	4.09	5.49	6.17	5.98	5.74	5.76	6.33	6.23
P2O5	.14	.38	.33	.48	.38	.27	.69	.47
GV	2.50	2.26	1.32	2.76	2.28	2.01	.37	1.53
SUMME	98.69	100.56	99.34	101.09	101.04	100.44	97.77	98.69

V	73	61	49	63	58	40	56	42
CR	6	87	49	81	42	46	103	77
CO	3	8	4	7	5	4	5	3
NI	0	39	35	41	25	27	35	38
CU	3	25	34	31	20	20	49	30
ZN	27	88	65	69	65	58	84	77
GA	19	21	20	20	19	19	22	22
RB	189	249	409	290	348	400	412	423
SR	248	366	419	415	400	320	491	371
Y	25	28	26	29	27	28	127	28
ZR	148	252	201	223	199	207	247	225
PB	31	99	71	107	119	208	91	98

PROBE. NR.	8	9	10	11	12	13	14	15
SIO2	63.38	63.13	66.33	65.04	64.86	61.97	65.24	67.50
TIO2	.51	.54	.44	.47	.48	.50	.47	.47
AL2O3	15.17	15.47	16.10	17.57	18.76	19.05	15.47	14.72
FE2O3	2.13	1.99	.77	.88	1.39	1.52	1.73	1.72
FEO	2.49	2.68	1.07	2.43	1.87	2.17	2.04	1.70
MNO	.07	.07	.03	.01	.00	.03	.04	.04
MGO	1.67	1.71	1.02	1.17	1.21	1.70	1.14	.93
CAO	4.15	4.11	2.90	2.33	1.86	3.50	3.44	2.69
NAO	1.96	1.97	2.25	1.93	1.57	1.78	2.14	1.90
K2O	5.99	5.87	5.79	5.24	4.94	5.01	5.87	6.00
P2O5	.42	.41	.19	.10	.06	.11	.29	.25
GV	1.30	1.08	1.31	2.35	2.84	2.44	1.59	.56
SUMME	99.24	99.03	98.20	99.52	99.84	99.78	99.46	98.48

V	37	47	33	34	28	33	33	34
CR	78	70	78	84	40	65	25	50
CO	4	4	3	3	3	4	3	2
NI	45	28	26	28	15	31	17	21
CU	28	26	27	26	15	17	14	21
ZN	77	65	61	72	54	57	54	61
GA	21	19	22	22	20	18	18	21
RB	399	399	450	443	430	344	418	471
SR	369	385	267	246	230	388	338	285
Y	29	26	28	32	30	27	26	28
ZR	230	204	217	232	225	182	191	205
PB	140	210	404	507	720	311	239	219

PROBE. NR.	16	17	18	19	20	21	22	23
SIO2	66.19	66.23	63.96	64.96	61.29	67.95	63.45	64.48
TIO2	.43	.46	.52	.44	.48	.39	.50	.53
AL2O3	17.38	16.77	17.22	17.68	20.03	17.51	17.18	17.20
FE2O3	1.34	1.83	2.28	1.24	1.47	1.72	1.91	1.73
FEO	1.99	1.64	2.48	2.01	1.96	1.17	2.09	2.55
MNO	.02	.04	.05	.03	.03	.01	.04	.04
MGO	1.07	.95	1.26	1.11	1.14	.87	1.73	1.61
CAO	2.54	2.81	2.50	2.18	2.28	1.74	4.09	3.70
NAO	1.98	1.55	1.67	1.66	1.77	1.60	2.06	1.71
K2O	5.71	5.49	6.24	5.44	5.21	5.31	5.50	5.46
P2O5	.14	.23	.13	.12	.10	.04	.25	.17
GV	2.14	1.81	2.08	2.39	3.37	1.61	1.99	1.66
SUMME	100.93	99.81	100.39	99.26	99.13	99.92	100.79	100.84

V	31	29	47	31	36	25	42	39
CR	66	47	41	30	45	68	61	66
CO	3	5	4	4	5	3	3	4
NI	22	24	23	14	14	31	25	26
CU	23	21	27	18	18	26	28	19
ZN	56	56	62	49	48	59	63	52
GA	21	21	20	20	20	21	22	19
RB	389	282	451	325	289	451	398	360
SR	302	297	321	247	268	225	396	311
Y	27	24	29	26	26	27	26	26
ZR	200	209	216	199	239	195	196	180
PB	260	200	110	260	404	227	272	456

PROBE. NR.	24	25	26	27	28	29	MTE. CIMINO	
							1	2
SIO2	65.84	62.02	63.00	65.32	68.30	67.74	61.73	62.52
TIO2	.48	.58	.54	.43	.38	.45	.72	.85
AL2O3	16.30	16.59	16.70	17.33	15.32	17.17	15.24	14.83
FE2O3	.48	2.14	2.08	1.50	1.93	1.54	2.20	2.56
FEO	2.98	2.93	2.46	1.78	1.32	1.45	2.99	3.16
MNO	.03	.07	.05	.02	.04	.02	.07	.05
MGO	1.36	2.15	1.69	1.21	.81	.99	2.18	4.32
CAO	3.47	4.67	3.48	2.51	1.95	2.04	4.66	3.41
NAO	1.82	1.64	1.69	1.92	1.69	1.90	1.65	2.06
K2O	5.54	5.86	5.47	5.34	6.21	5.66	6.22	6.04
P2O5	.21	.32	.17	.10	.20	.13	.51	.19
GV	1.51	1.23	2.02	1.98	1.15	1.90	.33	.89
SUMME	100.02	100.20	99.35	99.44	99.30	100.99	98.50	100.88

V	30	56	45	28	30	25	55	46
CR	43	136	84	43	59	90	47	183
CO	3	5	4	3	2	2	5	6
NI	19	65	32	5	21	16	26	102
CU	18	41	25	12	19	33	29	30
ZN	56	78	63	48	45	48	52	55
GA	19	21	20	19	19	21	19	17
RB	413	380	410	413	490	464	381	549
SR	313	457	327	237	307	251	490	392
Y	26	26	27	28	24	24	25	27
ZR	188	233	214	179	167	216	247	339
PB	300	111	198	878	164	573	117	13

PROBE. NR.	3	4	5	6	7	8	9	10
SIO2	60.04	61.51	60.77	61.29	62.81	62.87	58.91	58.66
TIO2	.81	.75	.73	.79	.63	.64	.69	.65
AL2O3	17.05	15.76	15.13	16.31	14.91	15.32	16.44	15.83
FE2O3	3.27	2.27	2.20	2.26	2.15	2.22	2.22	2.97
FeO	2.55	3.10	3.16	3.13	2.39	2.66	3.50	3.30
MNO	.07	.87	.88	.67	.66	.67	.69	.11
MGO	2.80	2.33	2.57	1.87	1.66	1.89	3.20	3.19
CAO	4.49	4.44	4.90	3.66	3.97	3.76	6.43	7.01
NAO	1.70	1.79	1.94	1.60	2.32	1.99	2.21	2.39
K2O	5.96	5.97	6.20	6.37	5.88	5.86	4.64	4.81
P2O5	.40	.42	.57	.45	.49	.46	.53	.70
GV	1.09	.61	.28	1.37	.43	.71	.59	.16
SUMME	100.23	99.22	98.55	99.17	97.87	98.25	99.51	98.91

V	62	58	54	57	43	49	70	60
CR	167	82	37	26	9	15	65	43
CO	9	6	5	6	5	6	10	9
NI	84	45	27	25	24	19	46	44
CU	59	27	24	31	20	20	31	30
ZN	60	52	49	55	56	55	57	61
GA	19	17	19	18	20	20	18	19
RB	357	382	371	432	330	318	230	233
SR	453	476	508	405	495	460	540	593
Y	24	24	24	27	26	28	23	23
ZR	330	253	242	266	299	215	196	196
PB	43	66	69	72	80	90	37	34

PROBE. NR.	11	12	13	14	15	16	17	18
SIO2	62.63	61.08	61.38	61.49	61.93	58.93	61.40	62.50
TIO2	.71	.63	.73	.71	.74	.82	.77	.69
AL2O3	15.22	15.57	15.13	15.89	16.68	15.16	16.42	15.37
FE2O3	2.30	2.54	2.15	2.29	2.26	2.28	2.69	2.49
FeO	2.65	2.86	2.98	3.12	2.93	3.54	3.71	2.91
MNO	.68	.58	.67	.67	.66	.69	.66	.67
MGO	1.97	2.28	2.03	1.90	1.88	3.97	2.01	1.95
CAO	4.31	4.81	4.45	4.13	3.73	5.52	3.57	3.93
NAO	2.98	2.24	1.82	1.96	1.72	2.01	1.79	1.91
K2O	5.80	5.82	6.29	5.65	5.78	6.59	5.28	5.38
P2O5	.40	.57	.57	.47	.37	.59	.39	.43
GV	.40	.88	.66	.71	.76	.19	1.49	1.38
SUMME	98.55	98.83	98.26	98.39	98.84	99.69	99.58	99.22

V	50	44	57	57	54	61	72	49
CR	23	10	17	22	13	260	0	0
CO	6	6	5	6	7	8	9	6
NI	32	19	19	8	13	142	9	9
CU	21	17	26	19	24	48	17	24
ZN	63	54	53	65	60	54	58	72
GA	19	19	19	21	21	16	20	21
RB	376	293	407	295	287	504	264	303
SR	438	460	437	457	441	468	452	419
Y	29	25	27	26	26	23	27	28
ZR	233	210	245	223	299	392	208	242
PB	66	257	84	153	173	11	127	309

PROBE. NR.	019	20	21	22	RADICOFANI			
					1	2	3	4
SIO2	61.28	61.34	58.47	61.03	56.46	58.15	57.23	57.48
TIO2	.73	.72	.86	.75	.87	.97	1.05	.87
AL2O3	16.66	15.98	16.53	17.32	16.13	15.88	17.68	15.56
FE2O3	2.28	2.28	2.32	2.29	4.10	7.26	6.89	5.21
FEO	3.18	3.12	3.69	3.27	2.46	.54	.39	1.67
MNO	.08	.07	.10	.07	.12	.09	.09	.11
MGO	1.90	2.15	3.23	1.60	4.81	5.00	4.84	5.26
CAO	3.70	4.16	5.01	2.98	7.11	6.08	5.67	6.57
NAO	1.88	2.43	1.70	1.92	1.96	1.47	1.62	2.00
K2O	5.67	5.56	6.31	5.83	4.34	4.11	4.10	4.53
P2O5	.45	.37	.62	.39	.82	.28	.33	.55
GV	1.42	1.25	1.25	2.01	.78	1.12	1.46	.59
SUMME	99.23	99.43	100.09	99.46	99.96	100.95	101.35	100.40

V	51	51	63	67	95	63	98	92
CR	0	0	202	0	297	171	238	271
CO	7	6	10	7	19	9	15	14
NI	7	9	106	6	167	100	126	146
CU	19	17	39	21	62	38	59	58
ZN	61	61	58	64	86	63	68	83
GA	21	20	17	22	18	20	18	18
RB	311	332	348	292	269	363	263	336
SR	435	427	383	420	308	350	310	299
Y	27	27	26	28	27	27	26	25
ZR	222	215	348	250	342	310	370	356
PB	160	236	17	111	5	12	8	7

PROBE. NR.	5	6	7	8	9	10	11
SIO2	56.42	55.47	56.55	56.86	57.07	57.79	57.24
TIO2	.82	.86	.78	.84	.77	.88	.75
AL2O3	16.19	16.29	17.78	16.30	16.47	15.82	16.50
FE2O3	1.12	.97	.39	1.02	4.30	6.06	5.78
FEO	4.89	5.54	5.35	5.03	1.83	.59	.76
MNO	.12	.13	.11	.11	.11	.09	.11
MGO	4.56	5.95	3.98	4.60	4.50	4.73	5.26
CAO	7.74	8.55	6.86	7.51	7.36	5.70	7.83
NAO	2.40	2.22	2.47	2.40	2.32	2.10	2.24
K2O	3.53	3.25	3.58	3.56	3.93	5.17	3.25
P2O5	.81	.68	.56	.59	.63	.47	.43
GV	.16	.00	.00	.00	.00	.00	.00
SUMME	98.76	99.91	98.41	98.82	99.29	99.40	100.15

V	95	108	99	94	81	77	96
CR	181	218	238	244	223	307	179
CO	16	17	20	19	16	15	18
NI	94	129	116	122	117	164	91
CU	43	57	63	60	50	54	45
ZN	63	70	80	80	0	71	65
GA	17	19	19	18	17	16	18
RB	194	206	205	199	233	381	171
SR	291	314	255	281	285	302	291
Y	25	27	27	26	25	26	25
ZR	213	280	264	262	258	378	209
PE	7	5	10	7	6	5	8

Anhang 2: Mineralanalysen (Elektronenstrahl-Mikrosonde)

MICROPROBE ANALYSES OF PLG FORMULA BASED ON 80

SAMPLE : ROCCASTD.

COMMENT :

ANAL.	NR.	93	93	93	93	93	93	93	93	93	93
STO2	59.02	58.09	57.10	57.42	57.29	54.01	55.38	58.23	58.70	61.34	
TIO2	.03	.04	.04	.00	.00	.00	.00	.01	.00	.00	
ALO3	24.36	24.01	25.93	26.22	24.71	27.76	27.28	24.62	24.25	21.56	
FE0	.05	.05	.05	.05	.04	.06	.06	.03	.08	.05	
MGO	.00	.04	.00	.00	.00	.09	.02	.04	.07	.08	
CAO	7.30	7.42	8.79	9.05	8.18	10.95	10.20	7.96	7.30	5.22	
NA2O	7.24	7.29	6.50	6.40	6.68	5.47	5.91	6.96	7.39	7.95	
K2O	.82	.82	.64	.57	.68	.48	.48	.73	.85	1.08	
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	
TOTAL	99.02	97.76	99.05	99.91	97.88	98.82	99.33	98.58	98.64	97.28	
SI	2.669	2.666	2.591	2.584	2.628	2.474	2.517	2.649	2.669	2.805	
AL	1.309	1.299	1.387	1.390	1.336	1.499	1.461	1.320	1.299	1.162	
TI	.001	.001	.001	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.001	
FE	.002	.002	.002	.002	.002	.002	.002	.001	.003	.002	
MG	.000	.003	.000	.013	.021	.006	.001	.003	.005	.005	
CA	.354	.365	.427	.436	.402	.537	.497	.388	.356	.255	
NA	.635	.649	.572	.558	.594	.486	.521	.614	.705	.705	
K	.047	.048	.037	.033	.040	.028	.028	.042	.049	.063	
Z	3.978	3.964	3.978	3.974	3.963	3.973	3.978	3.970	3.968	3.967	
X	1.036	1.061	1.036	1.027	1.036	1.051	1.045	1.044	1.056	1.023	
AN	.341	.344	.412	.425	.388	.511	.475	.372	.337	.249	
AB	.613	.611	.556	.543	.574	.462	.498	.588	.617	.689	
OR	.046	.045	.032	.032	.038	.027	.027	.041	.047	.062	

MICROPROBE ANALYSES OF BIOTITE FORMULA BASED ON 11 O

SAMPLE : ROCCASTD.

COMMENT :

ANAL. NR.	95	95
SiO2	34.24	36.24
TiO2	3.53	4.20
Al2O3	17.01	15.54
Cr2O3	22.58	21.92
FeO	7.24	6.54
MnO	7.24	6.54
MgO	7.24	6.54
CaO	7.24	6.54
Na2O	7.24	6.54
K2O	7.24	6.54
TOTAL	93.51	93.04
Si	2.697	2.837
Al IV	1.303	1.163
Al VI	.286	.308
Ti	.216	.247
Cr	.002	.001
Fe	1.488	1.436
Mn	.012	.012
Mg	.850	.763
Ca	.001	.004
Na	.060	.067
K	.811	.749
Z	4.000	4.000
Y	2.855	2.767
X	.871	.820
XMG	.364	.347
A-MU	-.220	-.214
A-OR	.143	.141

MICROPROBE ANALYSES OF ALKP FORMULA BASED ON 8 O

SAMPLE : ROCCASTD.

COMMENT :

ANAL. NR.	94	94	94
SiO2	63.38	63.46	63.30
TiO2	18.97	18.78	19.02
Al2O3	.00	.01	.00
FeO	.03	.02	.05
MgO	3.20	3.22	3.22
CaO	3.14	3.12	3.09
Na2O	12.11	12.17	12.09
K2O	97.83	97.78	97.77
TOTAL	97.83	97.78	97.77
Si	2.960	2.966	2.957
Al	1.044	1.034	1.046
Ti	.000	.000	.001
Fe	.000	.000	.001
Mg	.002	.001	.003
Ca	.010	.011	.011
Na	.284	.283	.280
K	.721	.726	.721
Z	4.004	4.000	4.003
X	1.016	1.019	1.011
AN	.010	.011	.011
AB	.280	.277	.277
OR	.710	.712	.712

MICROPROBE ANALYSES OF MINERAL

FORMULA BASED ON 10 O / C

MICROPROBE ANALYSES OF PLG

FORMULA BASED ON 8 O

- 185 -

SAMPLE : ROCCASTD.

San Vincenzo

COMMENT : Cordierit

COMMENT :

ANAL. NR.	92	92	92	92	92	ANAL. NR.	100	100	100
SiO2	46.14	47.09	44.85	47.47	46.46	SiO2	53.01	54.46	53.09
TiO2	.00	.01	.01	.00	.00	TiO2	.03	.00	.00
Al2O3	31.62	30.94	31.30	31.29	31.01	Al2O3	27.96	26.49	27.72
Cr2O3	.02	.00	.00	.00	.00	FeO	.03	.03	.06
FeO	12.96	13.32	13.56	13.04	13.29	MgO	.05	.03	.00
MnO	.45	.44	.40	.38	.42	CaO	10.18	8.45	9.33
ZnO	.00	.00	.00	.00	.00	Na2O	5.80	6.56	6.06
NiO	.00	.00	.00	.00	.00	K2O	.44	.62	.52
MgO	5.86	5.54	5.66	5.64	5.82	TOTAL	97.50	96.64	96.78
CaO	.03	.04	.02	.00	.04	SI	2.460	2.538	2.477
Na2O	.15	.18	.19	.10	.24	AL	1.529	1.455	1.525
K2O	.00	.01	.00	.00	.03	TI	.001	.000	.000
TOTAL	97.23	97.56	95.99	97.92	97.31	FE	.001	.001	.002
SI	2.741	2.788	2.712	2.793	2.762	MG	.003	.002	.000
TI	.000	.000	.000	.000	.000	CA	.506	.422	.466
AL	2.214	2.159	2.231	2.169	2.173	NA	.522	.593	.548
CR	.001	.000	.000	.000	.000	K	.026	.037	.031
FE	.644	.660	.686	.642	.661	Z	3.989	3.994	4.002
MN	.023	.022	.020	.019	.021	X	1.054	1.052	1.046
MG	.000	.000	.000	.000	.000	AN	.480	.401	.446
NI	.000	.000	.000	.000	.000	AB	.495	.564	.524
MG	.519	.489	.510	.495	.516	OR	.025	.035	.030
CA	.002	.003	.001	.000	.003				
NA	.017	.021	.022	.011	.028				
K	.000	.001	.000	.000	.002				
SI	4.449	4.540	4.386	4.557	4.480				
TI	.000	.000	.001	.000	.000				
AL	3.594	3.515	3.608	3.540	3.524				
CR	.002	.000	.000	.000	.000				
FE	1.045	1.074	1.109	1.047	1.072				
MN	.037	.036	.033	.031	.034				
ZN	.000	.000	.000	.000	.000				
NI	.000	.000	.000	.000	.000				
MG	.842	.796	.825	.807	.837				
CA	.003	.004	.002	.000	.004				
NA	.028	.034	.036	.019	.045				
K	.000	.001	.000	.000	.004				

MICROPROBE ANALYSES OF ALKF FORMULA BASED ON 8 O MICROPROBE ANALYSES OF BIOTITE FORMULA BASED ON 11 O

San Vincenzo

SAMPLE : VIN
COMMENT :

ANAL. NR.	99	99	102	104	104	104	101	101	103
SiO2	63.88	64.53	64.48	64.95	59.40	52.25	34.15	36.57	34.40
TiO2	.00	.00	.00	.02	.02	.02	4.78	3.02	3.89
Al2O3	18.70	18.96	18.56	18.40	23.84	26.39	16.68	19.36	19.85
FeO	.00	.02	.00	.05	.04	.05	.07	.00	.03
MgO	.05	.04	.00	.00	.03	.02	23.52	18.61	18.24
CaO	.19	.21	.18	.28	7.44	10.56	7.12	9.02	7.69
Na2O	2.65	2.59	2.55	4.08	7.24	5.72	7.42	.02	.10
K2O	12.59	12.58	12.47	10.52	.76	.42	.01	.52	.46
TOTAL	98.06	98.93	98.24	98.30	98.77	95.43	8.60	7.63	7.44
							*****	*****	*****
							95.87	94.82	92.21
Si	2.976	2.977	2.992	2.995	2.692	2.482	2.647	2.748	2.667
Al	1.027	1.031	1.015	1.000	1.273	1.478	1.353	1.252	1.333
Ti	.000	.000	.000	.001	.001	.001	.171	.463	.481
Fe	.000	.001	.002	.002	.002	.002	.004	.171	.227
Mg	.003	.003	.000	.000	.002	.001	.000	.171	.227
Ca	.009	.010	.009	.014	.361	.538	.004	.171	.227
Na	.239	.232	.229	.365	.636	.529	1.525	1.170	1.183
K	.748	.740	.738	.619	.044	.025	.008	.008	.007
Z	4.003	4.008	4.007	3.996	3.965	3.960	.858	1.011	.889
X	.997	.982	.977	.998	1.041	1.090	.001	.002	.008
AN	.010	.011	.009	.014	.347	.493	.078	.068	.069
AB	.240	.236	.235	.365	.611	.483	.850	.731	.736
OR	.750	.754	.756	.620	.042	.023	4.000	4.000	4.000
							2.845	2.822	2.788
							.929	.802	.613
							.360	.464	.429
							-.275	-.124	-.105
							.124	.184	.206

MICROPROBE ANALYSES OF PLG FORMULA BASED ON 8 O

SAMPLE : AMIATA

COMMENT :

ANAL. NR.	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
STO2	55.40	55.62	55.87	54.53	54.59	54.94	53.82	55.18	53.70	54.30	54.03	
AL2O3	27.30	26.30	27.15	27.35	27.24	27.90	28.11	26.99	26.84	27.08	27.98	
FE	.12	.17	.18	.12	.19	.10	.16	.15	.12	.12	.06	
MGO	.08	.09	.04	.13	.09	.00	.03	.03	.03	.06	.06	
CAO	10.94	10.20	10.99	11.33	11.13	11.13	12.01	11.49	11.50	10.91	10.91	
NA2O	5.02	5.13	5.04	4.72	5.01	5.02	4.67	5.03	4.81	5.27	5.27	
K2O	.71	.20	.86	.70	.74	.76	.67	.74	.65	.76	.76	
TOTAL	99.61	97.76	100.16	98.88	99.04	99.89	99.79	99.63	97.69	98.53	98.53	
SI	2.512	2.556	2.522	2.495	2.496	2.488	2.448	2.509	2.491	2.497	2.497	
AL	1.462	1.424	1.445	1.475	1.468	1.489	1.523	1.446	1.467	1.467	1.467	
TI	.000	.002	.001	.000	.002	.001	.001	.001	.001	.001	.001	
FE	.005	.007	.007	.005	.007	.004	.006	.006	.005	.005	.005	
MG	.004	.006	.003	.009	.006	.000	.002	.002	.002	.004	.004	
CA	.532	.502	.532	.555	.545	.540	.585	.560	.572	.537	.537	
NA	.441	.457	.441	.419	.444	.441	.412	.443	.433	.470	.470	
K	.041	.012	.050	.041	.043	.044	.039	.043	.038	.045	.045	
Z	3.975	3.980	3.967	3.969	3.964	3.978	3.971	3.956	3.959	3.964	3.964	
X	1.014	.971	1.022	1.015	1.033	1.025	1.036	1.046	1.043	1.052	1.052	
AN	.524	.517	.520	.547	.528	.527	.565	.535	.548	.511	.511	
AB	.435	.471	.432	.413	.430	.430	.398	.424	.415	.447	.447	
OR	.041	.012	.048	.040	.042	.043	.038	.041	.037	.042	.042	

MICROPROBE ANALYSES OF ALKF FORMULA BASED ON 8 O

SAMPLE : AMIATA

COMMENT :

ANAL. NR.	1	1	1	2	2	2	3
SI02	69.25	67.39	64.82	63.76	68.66	64.28	64.17
TI02	.37	.29	.00	.02	.00	.04	.02
AL2O3	19.04	17.29	19.78	20.03	19.26	19.06	18.68
FE0	.26	.30	.08	.00	.00	.05	.00
MGO	.00	.02	.49	.00	.00	.00	.05
CA0	1.66	2.62	.66	.41	.28	.36	.33
NA2O	2.24	2.56	1.94	1.98	2.13	2.10	2.04
K2O	8.03	8.50	11.74	12.04	13.40	13.25	13.51
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
TOTAL	100.85	98.97	99.51	98.24	103.73	99.14	98.80
SI	3.044	3.050	2.955	2.948	3.013	2.969	2.977
AL	.986	.922	1.063	1.092	.996	1.037	1.022
TI	.012	.010	.000	.001	.000	.001	.001
FE	.010	.011	.003	.000	.000	.002	.000
MG	.000	.001	.033	.000	.000	.000	.003
CA	.078	.127	.032	.020	.013	.018	.016
NA	.191	.225	.171	.178	.181	.188	.184
K	.450	.491	.683	.710	.750	.781	.800
Z	4.030	3.972	4.018	4.040	4.010	4.006	3.999
X	.719	.842	.886	.908	.945	.986	1.000
AN	.109	.151	.036	.022	.014	.018	.016
AB	.265	.267	.193	.195	.192	.191	.184
OR	.626	.583	.770	.782	.794	.791	.800

MICROPROBE ANALYSES OF BIOTITE FORMULA BASED ON 11 O

SAMPLE : AMIATA

COMMENT :

ANAL. NR.	1	2	3	4	4	5	6	7	7	8
SiO2	35.78	36.03	35.92	35.53	35.40	35.41	35.34	36.00	36.93	35.27
TiO2	6.36	6.33	6.37	6.70	6.60	5.84	5.59	6.04	6.05	6.06
Al2O3	13.58	13.58	14.43	14.09	13.52	13.52	13.47	13.38	13.96	13.96
Cr2O3	0.09	0.07	0.07	0.08	0.09	0.08	0.06	0.12	0.09	0.09
MgO	18.34	18.49	17.56	16.07	15.56	18.42	18.07	18.13	16.17	16.17
MnO	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.33	0.32	0.16	0.19	0.34	0.37	0.24	0.21	0.21	0.21
K2O	9.34	9.53	9.57	8.99	9.13	9.31	9.70	9.42	9.57	9.39
TOTAL	96.45	97.07	96.81	93.89	93.24	96.61	95.88	97.21	98.12	97.20
Si	2.701	2.707	2.690	2.720	2.725	2.673	2.705	2.697	2.702	2.653
Al IV	1.299	1.293	1.310	1.280	1.275	1.327	1.295	1.303	1.298	1.347
Al VI	.064	.090	.037	.009	.012	.089	.087	.109	.058	.109
Ti	.361	.358	.359	.386	.404	.332	.320	.340	.333	.343
Cr	.005	.004	.004	.005	.005	.005	.004	.007	.007	.005
Fe	1.158	1.162	1.100	1.029	1.069	1.163	1.150	1.150	.987	1.143
Mn	.004	.008	.004	.004	.005	.006	.005	.001	.000	.045
Mg	1.381	1.411	1.414	1.390	1.450	1.482	1.490	1.502	1.619	1.477
Ca	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.001	.000	.000
Na	.048	.047	.023	.028	.051	.054	.035	.039	.014	.057
K	.899	.913	.914	.878	.850	.897	.942	.900	.883	.901
Z	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Y	2.852	2.852	2.844	2.804	2.807	2.899	2.881	2.892	2.888	2.904
X	.948	.960	.937	.906	.902	.951	.977	.940	.907	.958
XMG	.544	.548	.563	.575	.577	.560	.564	.566	.621	.564
A-MU	-.405	-.426	-.413	-.392	-.384	-.378	-.441	-.397	-.382	-.382
A-OR	.062	.053	.067	.075	.078	.061	.048	.052	.062	.060

MICROPROBE ANALYSES OF PYROXENE FORMULA BASED ON 5 O

SAMPLE : AMIATA

COMMENT :

ANAL. NR.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
STO2	49.81	50.20	50.92	54.67	50.66	49.32	50.74	49.87	49.10	49.63	49.19	48.87
TIC2	2.40	3.09	2.75	3.73	1.75	2.12	2.71	2.99	2.41	2.11	2.17	2.11
AL2O3	2.44	30.93	2.25	3.59	1.24	3.01	2.87	2.99	4.11	4.11	4.17	4.11
CR2O3	1.19	.00	.27	.00	.00	.02	.00	.00	.03	.00	.00	.00
FE2O3	4.52	40	3.79	12.10	26.31	28.18	25.80	31.52	32.19	31.31	31.03	31.32
MGO	19.30	.03	18.19	12.24	6.00	18.35	20.59	18.91	15.89	16.82	16.86	16.88
CAO	22.01	13.21	22.63	11.30	1.89	1.90	20.37	19.28	13.41	19.27	18.53	17.07
NA2O	.18	3.28	.18	.38	.03	.00	.00	.60	.00	.14	.17	.00
K2O	***.00	***.59	***.00	***.95	***.00	***.00	***.00	***.00	***.00	***.00	***.00	***.00
TOTAL	99.03	98.73	98.79	96.67	106.60	99.66	100.42	100.18	99.48	99.99	99.36	98.57
SI	1.814	1.738	1.867	2.062	1.820	1.880	1.911	1.938	1.930	1.927	1.920	1.931
AL IV	.063	.262	.061	.062	.042	.075	.028	.010	.013	.013	.012	.010
CR IV	.000	.000	.000	.000	.000	.004	.000	.003	.007	.000	.007	.000
AL VI	.041	1.000	.036	.222	.010	.060	.011	.004	.006	.006	.005	.005
TI VI	.011	.001	.012	.021	.016	.008	.009	.003	.003	.003	.004	.002
FE 3	.130	.000	.077	.000	.000	.000	.001	.000	.000	.000	.000	.000
FE 2+	.115	.012	.033	.382	.512	.746	.692	.918	.945	.866	.866	.915
MN	.003	.001	.003	.011	.183	.018	.019	.030	.029	.027	.028	.036
MG	1.052	.003	.994	.709	1.064	1.046	1.133	.939	.900	.944	.932	.936
CA	.859	.490	.889	.457	.073	.078	.071	.053	.059	.053	.053	.055
NA	.013	.220	.013	.028	.002	.000	.002	.000	.000	.011	.013	.000
K	.000	.026	.000	.046	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
M(1)	1.726	1.017	1.098	1.444	1.324	1.390	1.324	1.324	1.324	1.324	1.324	1.324
M(2)	.872	.736	1.802	.530	.075	.078	.074	.053	.059	.063	.066	.055
XMG	1.119	.799	1.031	.644	.605	.578	.614	.498	.480	.508	.516	.499
JD	.000	.844	.000	.347	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
AC	.007	.563	.005	.269	.002	.000	.001	.000	.000	.011	.013	.000
UR	.005	.000	.008	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
TI TS	.011	.001	.012	.022	.016	.008	.009	.003	.003	.003	.004	.002
CR TS	.003	.003	.006	.008	.004	.004	.004	.003	.003	.003	.003	.003
FE TS	.003	.003	.006	.008	.004	.004	.004	.003	.003	.003	.003	.003
CA TS	.041	.397	.036	.110	.010	.060	.011	.004	.006	.006	.005	.005
PY	.002	.001	.002	.006	.091	.009	.009	.015	.015	.013	.014	.013
FS	.057	.007	.016	.004	.256	.373	.346	.459	.473	.443	.433	.457
MO	.342	.151	.384	.154	.046	.017	.066	.409	.450	.468	.475	.466
FE2O3	9.204	.000	5.404	.000	10.312	3.081	4.364	3.619	3.824	4.478	5.012	4.027
FE	-3.762	.400	1.072	12.100	7.031	23.406	21.973	26.264	28.749	27.282	26.520	27.696

MICROPROBE ANALYSES OF PYROXENE FORMULA BASED ON 6 O

SAMPLE : AMIATA
COMMENT : CONTINUED

ANAL. NR.	13	14
SiO2	49.03	48.62
TiO2	.12	.61
Al2O3	.31	2.88
Cr2O3	31.00	13.00
MgO	15.71	13.45
MgO	15.71	13.64
CaO	1.39	19.23
Na2O	.00	.15
K2O	.00	.00
TOTAL	99.94	99.07
SI	1.933	1.846
AL	.011	.082
FE 3+	.057	.012
CR IV	.000	.000
AL VI	.004	.047
TI	.004	.017
CR VI	.000	.000
FE 3+	.057	.083
FE 2+	.929	.272
CR	.000	.000
MG	.923	.772
CA	.059	.782
NA	.000	.011
K	.000	.000
T	2.000	2.000
M(1)	1.941	1.207
M(2)	.059	.793
XMG	.492	.729
JO	.000	.000
AC	.000	.011
MG	.000	.000
TI TS	.004	.017
FE TS	.057	.072
CR TS	.000	.000
CA TS	.004	.047
NA TS	.000	.011
FS	.464	.116
EN	.462	.386
WO	.003	.323
FE2O3	3.823	5.454
FEO	28.180	8.583

MICROPROBE ANALYSES OF PLG FORMULA BASED ON 8 O

SAMPLE : CIMINO
COMMENT : CONTINUED

ANAL. NR.	66	71
SiO2	53.07	52.12
TiO2	.03	.04
Al2O3	28.23	29.54
FeO	.25	.27
MgO	.06	.00
CaO	11.22	12.51
Na2O	5.13	4.50
K2O	***.72	***.56
TOTAL	98.71	99.54
SI	2.442	2.384
AL	1.531	1.593
TI	.001	.001
FE	.010	.010
MG	.004	.000
CA	.553	.613
NA	.458	.399
K	.042	.033
Z	3.973	3.977
X	1.053	1.045
AN	.525	.587
AB	.435	.382
OR	.040	.031

MICROPROBE ANALYSES OF PLG FORMULA BASED ON 8 O

SAMPLE : CIMINO

COMMENT :

ANAL. NR.	55	56	64	64	64	64	65	65	65	65
SiO2	52.03	52.22	54.38	54.52	53.88	54.72	54.06	55.37	53.31	53.95
TiO2	.00	.02	.02	.00	.00	.00	.01	.01	.03	.01
Al2O3	29.40	29.52	28.87	27.52	28.09	29.20	28.85	27.67	27.75	28.38
FeO	.21	.21	.19	.19	.16	.22	.25	.21	.14	.14
MgO	.05	.04	.03	.04	.05	.04	.06	.04	.03	.05
CaO	10.89	11.01	11.53	11.77	11.34	11.50	11.73	10.87	11.38	11.45
Na2O	4.90	4.86	4.91	5.21	5.05	5.08	4.86	5.37	4.64	4.99
K2O	.80	.80	.65	.74	.86	.66	.65	.78	.60	.58
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
TOTAL	98.28	98.68	100.58	99.39	99.45	101.42	100.47	97.88	99.84	99.70
SI	2.403	2.402	2.450	2.487	2.460	2.446	2.442	2.499	2.466	2.495
AL	1.600	1.600	1.533	1.479	1.511	1.538	1.536	1.472	1.513	1.526
TI	.000	.001	.001	.000	.001	.000	.000	.000	.001	.000
FE	.008	.008	.007	.007	.006	.008	.009	.008	.005	.003
MG	.003	.003	.002	.003	.003	.003	.004	.003	.002	.000
CA	.539	.543	.557	.546	.555	.551	.568	.526	.564	.537
NA	.433	.437	.429	.461	.447	.440	.426	.470	.416	.438
K	.047	.047	.037	.043	.050	.038	.037	.045	.035	.037
Z	4.003	4.003	3.983	3.966	3.971	3.984	3.977	3.971	3.979	3.983
X	1.025	1.023	1.023	1.050	1.052	1.029	1.031	1.040	1.015	1.012
AN	.526	.530	.544	.520	.527	.535	.551	.505	.555	.531
AB	.428	.424	.419	.439	.425	.428	.413	.452	.410	.433
OR	.046	.046	.037	.041	.048	.037	.036	.043	.035	.037

MICROPROBE ANALYSES OF BIOTITE FORMULA BASED ON 11 O

SAMPLE : CIMINO
COMMENT :

ANAL. NR.	56	58	63	63	67
SiO2	36.56	36.12	37.20	34.51	34.41
TiO2	6.71	6.46	5.94	5.84	5.59
Al2O3	13.33	13.56	13.90	13.74	15.10
Cr2O3	0.05	0.04	0.04	0.00	0.08
FeO	10.01	18.46	12.44	17.83	18.52
MnO	0.07	0.10	0.02	0.05	0.05
MgO	18.10	12.65	16.35	11.98	11.68
CaO	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03
Na2O	0.46	0.50	0.41	0.30	0.26
K2O	8.35	9.71	9.16	8.65	9.05
TOTAL	93.66	97.60	95.49	92.90	94.87
SI	2.716	2.702	2.746	2.698	2.644
AL IV	1.284	1.298	1.254	1.302	1.356
AL VI	.116	.102	.045	.036	.011
TI	.375	.363	.330	.343	.329
CR	.003	.002	.002	.000	.005
FE	.622	1.155	.768	1.166	1.190
MN	.004	.006	.001	.003	.003
MG	2.005	1.411	1.799	1.396	1.338
CA	.002	.000	.002	.000	.002
NA	.066	.073	.059	.045	.039
K	.791	.927	.863	.863	.887
Z	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Y	2.893	2.836	2.856	2.872	2.876
X	.859	.999	.924	.908	.928
XMG.	.763	.550	.701	.545	.529
A-MU	.298	.447	.361	.348	.344
A-OR	.067	.050	.063	.073	.087

MICROPROBE ANALYSES OF ALKF FORMULA BASED ON 8 O

SAMPLE : CIMINO
COMMENT :

ANAL. NR.	61	61	61	61	61	61
SiO2	63.58	64.77	63.89	65.20	64.18	64.18
TiO2	0.04	0.04	0.00	0.03	0.03	0.03
Al2O3	20.08	19.31	19.40	19.31	19.38	19.38
FeO	.00	.02	.00	.00	.00	.00
MgO	.02	.03	.02	.00	.00	.00
MnO	2.43	2.41	2.32	2.46	2.36	2.36
Na2O	12.72	13.19	12.74	13.34	13.40	13.40
K2O	*****	*****	*****	*****	*****	*****
TOTAL	99.05	100.18	98.67	100.93	99.89	99.89
SI	2.933	2.963	2.957	2.963	2.947	2.947
AL	1.092	1.041	1.058	1.034	1.060	1.060
TI	.001	.001	.000	.001	.001	.001
FE	.000	.001	.000	.000	.000	.000
MG	.001	.002	.001	.000	.000	.000
CA	.022	.020	.026	.022	.028	.028
NA	.193	.187	.192	.205	.191	.191
K	.748	.787	.750	.789	.785	.785
Z	4.024	4.004	4.016	3.998	4.006	4.006
X	.964	.994	.968	1.016	1.003	1.003
AN	.023	.020	.027	.022	.027	.027
AB	.200	.188	.198	.202	.190	.190
OR	.777	.792	.775	.776	.783	.783

MICROPROBE ANALYSES OF PYROXENE

COMMENT :

[illegible]

MICROPROBE ANALYSES OF PYROXENE FORMULA BASED ON 6 O

SAMPLE : CIMINO
COMMENT : CONTINUED

ANAL. NR.	70	72
SiO2	49.87	49.43
TiO2	.04	.09
Al2O3	.38	.31
Cr2O3	.03	.00
FeO	29.03	29.00
MnO	.71	.77
MgO	17.89	17.00
CaO	1.13	1.36
Na2O	.00	.03
K2O	.00	.00
TOTAL	99.10	98.90
SI	1.934	1.931
AL IV	.010	.010
FE 3+	.056	.059
CR IV	.000	.000
AL VI	.008	.004
TI	.001	.003
CR VI	.000	.000
FE 2+	.056	.061
WE 2+	.823	.857
NI	.023	.025
MG	1.034	.990
CA	.047	.057
NA	.000	.002
R	.000	.000
T	2.000	2.000
M(1)	1.953	1.941
M(2)	.047	.059
XMG	.548	.529
JD	.000	.000
AC	.000	.002
FE	.000	.000
TI TS	.001	.003
FE TS	.056	.059
CR TS	.000	.000
CA TS	.009	.004
WE	.823	.857
FS	.415	.428
EN	.517	.495
WO	.009	.005
FE2O3	3.823	4.100
FE0	25.610	26.221

MICROPROBE ANALYSES OF OLIVINE FORMULA BASED ON 4 O

SAMPLE : CIMINO
COMMENT :

ANAL. NR.	52	60	60
SiO2	37.75	39.30	39.28
TiO2	.01	.00	.00
Al2O3	.00	.06	.04
Cr2O3	.02	.05	.18
FeO	15.69	10.87	.04
MnO	.19	.17	.04
NiO	.00	.00	.00
MgO	46.96	51.05	12.44
CaO	*****	*****	48.50
TOTAL	100.83	101.90	100.52
SI	.949	.955	1.052
AL	.000	.002	.001
TI	.000	.000	.000
CR	.000	.001	.004
FE	.330	.221	.001
MN	.004	.004	.001
NI	.000	.000	.000
MG	1.761	1.850	1.391
CA	.006	.010	.010
XMG	.842	.893	.998

MICROPROBE ANALYSES OF PYROXENE FORMULA BASED ON 6 O

SAMPLE : RADICOFANI

COMMENT :

ANAL. NR.	46	50
SiO2	48.35	50.13
TiO2	1.03	.51
Al2O3	4.65	1.65
Cr2O3	1.03	.41
FeO	5.03	5.23
MnO	17.33	18.15
MgO	17.33	18.15
CaO	21.20	21.64
Na2O	.14	.16
K2O	.00	.00
TOTAL	99.86	99.33
SI	1.803	1.848
AL IV	.128	.054
CR IV	.028	.008
FE IV	.010	.000
AL VI	.072	.026
TI VI	.028	.014
FE VI	.059	.026
FE 3+	.035	.034
FE 2+	.035	.034
MN	.004	.005
MG	.942	1.014
CA	.830	.855
NA	.070	.011
K	.000	.000
T	2.000	2.000
M(1)	1.000	1.000
M(2)	.860	.866
XMG	.960	1.030
XD	.000	.000
XC	.000	.000
UR	.010	.011
TI TS	.028	.014
FE TS	.059	.026
FE TS	.059	.026
CA TS	.072	.036
PV	.002	.002
FS	.018	.017
EN	.471	.507
WC	.330	.338
FE2O3	4.306	7.041
FeO	1.156	-1.106

MICROPROBE ANALYSES OF PLG FORMULA BASED ON 8 O

SAMPLE : RADICOFANI

COMMENT :

ANAL. NR.	43	45	49
SiO2	51.67	53.69	45.46
TiO2	.12	.10	.06
Al2O3	29.21	28.11	32.78
FeO	.51	.70	.72
MgO	.06	.23	.08
CaO	16.16	12.45	16.94
Na2O	2.36	3.13	2.11
K2O	.19	1.56	.15
TOTAL	99.97	99.97	98.30
SI	2.357	2.447	2.140
AL	1.570	1.510	1.818
TI	.004	.003	.002
FE	.019	.027	.028
MG	.004	.016	.006
CA	.790	.608	.854
NA	.209	.277	.183
K	.011	.091	.009
Z	3.927	3.958	3.958
X	1.009	.975	1.056
AN	.782	.623	.809
AB	.207	.284	.182
OR	.011	.093	.009

MICROPROBE ANALYSES OF OLIVINE FORMULA BASED ON 4 O

SAMPLE : RADICOFANI

COMMENT : CONTINUED

ANAL. NR.	37	38	39	40	41	42	44	47	48	51
SiO2	40.48	40.93	40.48	40.65	40.72	40.05	36.27	36.44	37.78	36.02
Al2O3	.00	.01	.02	.00	.00	.00	.00	.00	.03	.00
Al2O3	.04	.00	.00	.00	.00	.00	.05	.00	.02	.04
Cr2O3	.04	.00	.00	.00	.00	.03	.00	.02	.00	.00
FeO	20.54	20.36	20.40	20.33	19.39	20.09	26.12	24.41	26.17	23.44
MnO	.52	.36	.33	.32	.31	.00	.44	.43	.40	.42
NiO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
MgO	37.69	37.95	39.06	38.82	38.22	37.62	36.40	37.94	36.09	38.00
CaO	.18	.20	.19	.19	.17	.15	.23	.21	.19	.22
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
TOTAL	99.39	99.61	100.52	100.33	99.43	98.34	99.55	99.45	100.68	99.00
SI	1.045	1.051	1.032	1.038	1.047	1.044	.971	.969	.995	.959
AL	.001	.000	.000	.000	.000	.000	.002	.000	.001	.001
TI	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.001	.000
CR	.001	.000	.008	.000	.000	.001	.000	.000	.000	.000
FE	.445	.433	.427	.434	.430	.438	.585	.543	.576	.522
MN	.007	.008	.007	.007	.007	.009	.010	.010	.009	.009
NI	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
IG	1.450	1.451	1.484	1.478	1.465	1.461	1.454	1.504	1.417	1.542
CA	.005	.006	.005	.005	.005	.004	.007	.006	.005	.007
XMG	.765	.770	.777	.773	.773	.769	.713	.735	.711	.747

Quarzlatit

SAMPLE : CAPRAIA*

COMMENT : CONTINUED

ANAL. NR.	34	35	36	37
SiO2	56.77	56.90	56.10	56.21
TiO2	.00	.00	.00	.00
Al2O3	27.67	27.05	26.41	27.10
FeO	.12	.07	.08	.15
MgO	.04	.00	.00	.11
CaO	10.11	9.58	9.03	8.57
Na2O	6.16	6.19	6.34	6.09
K2O	.46	.45	.54	.81
TOTAL	101.33	100.24	98.50	99.04
SI	2.527	2.554	2.563	2.552
AL	1.452	1.431	1.422	1.450
TI	.000	.000	.000	.000
FE	.004	.003	.003	.006
MG	.003	.000	.000	.007
CA	.482	.461	.442	.417
NA	.532	.539	.562	.536
K	.026	.026	.031	.047
Z	3.979	3.985	3.985	4.002
X	1.040	1.025	1.035	1.000
AN	.464	.449	.427	.417
AB	.511	.525	.543	.536
OR	.025	.025	.030	.047

Quarzlatit

SAMPLE : CAPRAIA*

COMMENT : CONTINUED

ANAL. NR.	33
SiO2	36.81
TiO2	4.01
Al2O3	13.77
Cr2O3	.00
FeO	18.07
MnO	.16
MgO	11.81
CaO	.16
Na2O	.47
K2O	6.64
TOTAL	91.90
SI	2.857
AL IV	1.143
AL VI	.117
TI	.234
CR	.000
FE	1.173
MN	.011
MG	1.367
CA	.013
NA	.071
K	.657
Z	4.000
Y	2.901
X	.742
XMG	.538
A-MU	.163
A-OR	.106

MICROPROBE ANALYSES OF PYROXENE FORMULA BASED ON 6 O

Quarzlatit

SAMPLE : CAPRAIA*

COMMENT : CONTINUED

ANAL.	NR.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiC2	51.13	51.78	51.02	51.71	51.20	49.86	51.32	51.62	50.75	50.46	51.09	
TiC2	.07	.08	.09	.08	.07	.12	.08	.05	.08	.06	.07	
Al2O3	.62	.46	.61	.54	.49	.48	.40	.52	.42	.44	.44	
Cr2O3	11.03	11.04	11.03	11.02	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	
MgC	63	63	63	63	63	63	63	63	63	63	63	
MgC	12.61	12.69	13.47	13.18	13.21	13.56	13.60	13.51	12.70	13.02	12.52	
MgC	22.50	23.21	22.43	21.81	22.50	22.41	22.59	22.54	23.37	23.08	23.47	
Na2C	.25	.20	.20	.20	.20	.15	.22	.27	.21	.19	.19	
K2C	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	
TOTAL	99.57	100.50	100.05	99.86	99.76	98.76	100.48	100.62	99.52	99.48	100.14	
Si	1.935	1.942	1.916	1.949	1.930	1.895	1.918	1.925	1.920	1.909	1.925	
Al	.016	.012	.014	.014	.013	.014	.011	.013	.012	.011	.012	
Fe	.049	.046	.068	.037	.058	.090	.071	.061	.068	.080	.064	
Cr	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
Al	.012	.008	.011	.010	.009	.007	.007	.010	.007	.008	.008	
Cr	.001	.001	.001	.001	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
Fe	.066	.059	.082	.051	.072	.102	.087	.081	.084	.094	.078	
Fe	.236	.233	.243	.233	.233	.267	.267	.267	.268	.194	.227	
Fe	.712	.709	.754	.741	.742	.768	.758	.751	.716	.734	.703	
Ca	.913	.933	.902	.881	.909	.913	.905	.901	.947	.935	.947	
Na	.018	.015	.015	.015	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Mi	1.069	1.053	1.083	1.105	1.077	1.076	1.079	1.080	1.037	1.051	1.039	
Mi	.931	.947	.917	.895	.923	.924	.921	.920	.963	.949	.961	
XMG	.720	.722	.764	.711	.747	.797	.770	.761	.759	.775	.739	
JD	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
AC	.017	.014	.014	.014	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
AC	.002	.002	.003	.002	.002	.003	.002	.001	.002	.002	.002	
Fe	.049	.046	.068	.037	.058	.090	.071	.061	.068	.080	.064	
Cr	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
Cr	.012	.008	.011	.010	.009	.007	.007	.010	.007	.008	.008	
Fe	.066	.059	.082	.051	.072	.102	.087	.081	.084	.094	.078	
Fe	.236	.233	.243	.233	.233	.267	.267	.267	.268	.194	.227	
Fe	.712	.709	.754	.741	.742	.768	.758	.751	.716	.734	.703	
Ca	.913	.933	.902	.881	.909	.913	.905	.901	.947	.935	.947	
Na	.018	.015	.015	.015	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Mi	1.069	1.053	1.083	1.105	1.077	1.076	1.079	1.080	1.037	1.051	1.039	
Mi	.931	.947	.917	.895	.923	.924	.921	.920	.963	.949	.961	
XMG	.720	.722	.764	.711	.747	.797	.770	.761	.759	.775	.739	
JD	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
AC	.017	.014	.014	.014	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
AC	.002	.002	.003	.002	.002	.003	.002	.001	.002	.002	.002	
Fe	.049	.046	.068	.037	.058	.090	.071	.061	.068	.080	.064	
Cr	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
Cr	.012	.008	.011	.010	.009	.007	.007	.010	.007	.008	.008	
Fe	.066	.059	.082	.051	.072	.102	.087	.081	.084	.094	.078	
Fe	.236	.233	.243	.233	.233	.267	.267	.267	.268	.194	.227	
Fe	.712	.709	.754	.741	.742	.768	.758	.751	.716	.734	.703	
Ca	.913	.933	.902	.881	.909	.913	.905	.901	.947	.935	.947	
Na	.018	.015	.015	.015	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Mi	1.069	1.053	1.083	1.105	1.077	1.076	1.079	1.080	1.037	1.051	1.039	
Mi	.931	.947	.917	.895	.923	.924	.921	.920	.963	.949	.961	
XMG	.720	.722	.764	.711	.747	.797	.770	.761	.759	.775	.739	
JD	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
AC	.017	.014	.014	.014	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
AC	.002	.002	.003	.002	.002	.003	.002	.001	.002	.002	.002	
Fe	.049	.046	.068	.037	.058	.090	.071	.061	.068	.080	.064	
Cr	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
Cr	.012	.008	.011	.010	.009	.007	.007	.010	.007	.008	.008	
Fe	.066	.059	.082	.051	.072	.102	.087	.081	.084	.094	.078	
Fe	.236	.233	.243	.233	.233	.267	.267	.267	.268	.194	.227	
Fe	.712	.709	.754	.741	.742	.768	.758	.751	.716	.734	.703	
Ca	.913	.933	.902	.881	.909	.913	.905	.901	.947	.935	.947	
Na	.018	.015	.015	.015	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Mi	1.069	1.053	1.083	1.105	1.077	1.076	1.079	1.080	1.037	1.051	1.039	
Mi	.931	.947	.917	.895	.923	.924	.921	.920	.963	.949	.961	
XMG	.720	.722	.764	.711	.747	.797	.770	.761	.759	.775	.739	
JD	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
AC	.017	.014	.014	.014	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
AC	.002	.002	.003	.002	.002	.003	.002	.001	.002	.002	.002	
Fe	.049	.046	.068	.037	.058	.090	.071	.061	.068	.080	.064	
Cr	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
Cr	.012	.008	.011	.010	.009	.007	.007	.010	.007	.008	.008	
Fe	.066	.059	.082	.051	.072	.102	.087	.081	.084	.094	.078	
Fe	.236	.233	.243	.233	.233	.267	.267	.267	.268	.194	.227	
Fe	.712	.709	.754	.741	.742	.768	.758	.751	.716	.734	.703	
Ca	.913	.933	.902	.881	.909	.913	.905	.901	.947	.935	.947	
Na	.018	.015	.015	.015	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Mi	1.069	1.053	1.083	1.105	1.077	1.076	1.079	1.080	1.037	1.051	1.039	
Mi	.931	.947	.917	.895	.923	.924	.921	.920	.963	.949	.961	
XMG	.720	.722	.764	.711	.747	.797	.770	.761	.759	.775	.739	
JD	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
AC	.017	.014	.014	.014	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
AC	.002	.002	.003	.002	.002	.003	.002	.001	.002	.002	.002	
Fe	.049	.046	.068	.037	.058	.090	.071	.061	.068	.080	.064	
Cr	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
Cr	.012	.008	.011	.010	.009	.007	.007	.010	.007	.008	.008	
Fe	.066	.059	.082	.051	.072	.102	.087	.081	.084	.094	.078	
Fe	.236	.233	.243	.233	.233	.267	.267	.267	.268	.194	.227	
Fe	.712	.709	.754	.741	.742	.768	.758	.751	.716	.734	.703	
Ca	.913	.933	.902	.881	.909	.913	.905	.901	.947	.935	.947	
Na	.018	.015	.015	.015	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Mi	1.069	1.053	1.083	1.105	1.077	1.076	1.079	1.080	1.037	1.051	1.039	
Mi	.931	.947	.917	.895	.923	.924	.921	.920	.963	.949	.961	
XMG	.720	.722	.764	.711	.747	.797	.770	.761	.759	.775	.739	
JD	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
AC	.017	.014	.014	.014	.015	.011	.016	.020	.015	.014	.014	
AC	.002	.002	.003	.002	.002	.003	.002	.001	.002	.002	.002	
Fe	.049	.046	.068	.037	.058	.090	.071	.061	.068	.080	.064	
Cr	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
Cr	.012	.008	.011	.010	.009	.007	.007	.010	.007	.008	.008	
Fe	.066	.059	.082	.051	.							

MICROPROBE ANALYSES OF AMPHIBOLE FORMULA BASED ON 23 O

Quartzlatit

SAMPLE : CAPRAJA*

COMMENT :

ANAL. NR.	12	13	14	15	16	28	29	30	31	32
SiO2	50.19	49.31	45.97	47.93	47.45	48.08	48.16	46.62	48.90	48.68
TiO2	.72	.81	.82	1.34	.82	.93	.85	.90	.86	.78
Al2O3	4.44	4.45	4.78	7.04	4.96	5.26	4.95	4.98	4.83	4.43
Cr2O3	.00	.03	.00	.00	.00	.02	.02	.05	.02	.00
FeO	14.34	14.36	13.83	15.15	14.49	15.00	14.83	14.97	14.63	14.77
MnO	.45	.43	.40	.41	.50	.42	.47	.41	.40	.44
MgO	14.57	14.53	14.68	13.42	13.96	13.66	13.99	14.11	14.32	14.48
CaO	11.45	11.39	11.56	11.26	11.41	11.67	11.64	11.58	11.64	11.87
Na2O	.81	.90	.92	1.27	.91	1.01	.95	.90	.89	.83
K2O	.28	.29	.35	.51	.35	.38	.34	.35	.34	.28
TOTAL	97.25	96.50	93.31	98.33	94.91	96.43	96.20	94.87	96.83	96.56
SI	7.370	7.315	7.100	7.023	7.197	7.187	7.210	7.108	7.250	7.253
AL IV	.630	.685	.900	.977	.803	.813	.790	.892	.750	.747
AL VI	.138	.093	-.030	.239	.083	.113	.083	.002	.094	.030
TI	.080	.090	.095	.148	.097	.105	.096	.103	.096	.087
CR	.000	.004	.000	.000	.000	.002	.002	.006	.002	.000
FE 3+	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
MG	.056	.054	.052	.051	.064	.053	.060	.053	.050	.056
MN	3.189	3.213	3.380	2.932	3.156	3.044	3.122	3.207	3.165	3.216
FE 2+	1.537	1.545	1.502	1.631	1.599	1.683	1.637	1.628	1.592	1.610
FE 2+	.224	.236	.284	.225	.239	.193	.219	.222	.220	.230
CA	1.801	1.810	1.913	1.768	1.854	1.869	1.867	1.892	1.849	1.895
NA	.025	.047	.197	.007	.093	.062	.086	.172	.071	.125
NA	.256	.306	.473	.354	.360	.354	.362	.438	.327	.364
K	.052	.055	.069	.095	.074	.072	.065	.068	.064	.053
XMG	.644	.643	.654	.612	.632	.619	.627	.627	.636	.636
FE2O3	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
FE0	14.340	14.360	13.830	15.150	14.490	15.000	14.830	14.970	14.630	14.770

MICROPROBE ANALYSES OF PLG

FORMULA BASED ON 8 O

SAMPLE : CAPRAIA

Trachybasalt

COMMENT :

ANAL. NR.	1	1	1	1	1	1	1	1	1	5	6	7
SiO2	56.92	55.37	53.36	56.13	53.82	53.15	53.11	58.82	56.82	51.91		
TiO2	.03	.04	.00	.00	.04	.00	.00	.16	.27	.15		
AL2O3	26.84	27.13	28.65	26.19	28.51	28.53	28.45	24.20	22.20	28.98		
FeO	.27	.25	.20	.18	.19	.20	.18	.71	.71	.91		
MgO	.03	.02	.04	.07	.04	.02	.00	.06	.06	.04		
CaO	8.10	9.24	10.19	7.76	9.74	10.13	10.28	8.78	8.78	12.11		
Na2O	6.17	5.86	5.09	6.54	5.70	5.28	5.18	4.49	5.62	4.42		
K2O	.83	.65	.58	.91	.35	.52	.54	1.04	1.04	.62		
	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****		
TOTAL	99.19	98.56	98.11	97.78	98.39	97.83	97.74	98.26	95.50	99.14		
SI	2.576	2.531	2.456	2.580	2.467	2.454	2.455	2.677	2.682	2.390		
AL	1.431	1.462	1.554	1.419	1.540	1.553	1.550	1.298	1.235	1.573		
TI	.001	.001	.000	.000	.001	.000	.000	.005	.010	.005		
FE	.010	.008	.007	.007	.007	.008	.007	.027	.028	.035		
MG	.002	.001	.003	.005	.003	.001	.000	.004	.004	.003		
CA	.393	.453	.502	.382	.478	.509	.509	.428	.444	.597		
NA	.541	.519	.583	.583	.507	.473	.464	.396	.514	.395		
K	.048	.038	.034	.053	.020	.031	.032	.060	.063	.036		
Z	4.007	3.993	4.010	3.999	4.008	4.007	4.005	3.975	3.917	3.963		
X	.982	1.010	.991	1.018	1.006	1.005	1.005	.885	1.021	1.028		
AN	.400	.448	.507	.375	.476	.499	.506	.484	.435	.581		
AB	.551	.514	.458	.572	.504	.471	.462	.448	.504	.384		
OR	.049	.038	.034	.052	.020	.030	.032	.068	.061	.035		

Trachybasalt

SAMPLE : CAPRAIA

COMMENT :

ANAL. NR.	2	3
SiO ₂	38.92	38.67
TiO ₂	.02	.02
Al ₂ O ₃	.03	.00
Cr ₂ O ₃	.00	.05
FeO	13.33	15.67
MnO	.21	.21
NiO	.00	.00
MgO	47.58	45.36
CaO	.07	.05
TOTAL	100.16	100.03

SI	.971	.977
AL	.001	.000
TI	.000	.000
CR	.000	.001
FE	.278	.331
MN	.004	.004
NI	.000	.000
MG	1.770	1.708
CA	.002	.001
XMG	.864	.838

Trachybasalt

SAMPLE : CAPRAIA

COMMENT :

ANAL. NR.	9	10	11
SiO ₂	62.47	61.01	63.13
TiO ₂	.29	.13	.13
Al ₂ O ₃	18.05	22.12	18.59
FeO	.70	.43	.50
MgO	.87	.05	.02
CaO	.69	1.43	1.07
Na ₂ O	4.13	5.27	3.46
K ₂ O	10.25	8.45	11.49
TOTAL	97.45	99.06	98.39

SI	2.932	2.804	2.943
AL	.998	1.198	1.021
TI	.010	.010	.005
FE	.027	.017	.019
MG	.061	.003	.001
CA	.035	.070	.053
NA	.376	.470	.313
K	.614	.495	.583
Z	3.930	4.003	3.965
X	1.024	1.036	1.050
AN	.034	.068	.051
AB	.367	.468	.298
OR	.599	.478	.651

MICROPROBE ANALYSES OF PYROXENE FORMULA BASED ON 6 O

MICROPROBE ANALYSES OF BIOTITE FORMULA BASED ON 11 O

SAMPLE : CAPRAIA Trachybasalt

SAMPLE : CAPRAIA Trachybasalt

COMMENT :

COMMENT :

ANAL. NR.	4	4
SiO2	49.88	52.51
TiO2	21.37	1.57
Al2O3	21.37	1.57
Cr2O3	.00	.15
FeO	5.49	8.56
MnO	13.08	17.26
MgO	13.50	19.81
CaO	9.50	19.81
Na2O	1.48	.39
K2O	.13	.00
TOTAL	101.29	100.79
Si	1.722	1.914
Al IV	.278	.038
Fe 3+	.000	.000
Cr IV	.000	.000
Al VI	.591	.008
Ti VI	.004	.015
Fe 2+	.000	.072
Fe 2+	.158	.140
Mn	.002	.008
Mg	.680	.951
Ca	.351	.774
Na	.099	.028
K	.006	.000
T	2.000	2.000
M(1)	1.436	1.199
M(2)	.456	.801
XMG	.809	.865
JD	.339	.000
AC	.228	.023
UR	.000	.004
Ti TS	.004	.015
Fe TS	.000	.000
Cr TS	.000	.000
Ca TS	.286	.008
Py	.001	.004
FS	.084	.070
Mn	.073	.116
MO	.073	.351
FeO3	.000	4.401
FeO	5.490	4.600

ANAL. NR.	8
SiO2	48.33
TiO2	25.39
Al2O3	6.81
Cr2O3	1.00
FeO	1.50
MnO	.16
MgO	.16
CaO	5.95
Na2O	4.00
K2O	7.49
TOTAL	100.23
Si	3.241
Al IV	.759
Al VI	.221
Ti	1.290
Cr	.000
Fe	.101
Mn	.006
Mg	.016
Ca	.427
Na	.520
K	.641
Z	4.000
Y	1.192
X	1.588
XMG	.137
A-MU	1.203
A-OR	.780

Anhang 3

Literaturverzeichnis

- Abbate, E. & Sagri, M. (1970): The eugeosynklinal sequences.- *Sed. Geol.*, 4, Amsterdam, 251-340
- Albee, A. & Ray, L. (1970): Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulfates.- *Anal. Chem.* 42, 1408-1414
- Allegre, C. & Dupuy, C. (1972): Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de toscane. Un exemple de rejuvénation crustale.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 437-458
- Alvarez, W. (1972): Rotation of the Corsica-Sardinia microplate.- *Nature Phys. Sci.* 235, London, 103-105
- Atherton, M.P. & Tarney, J. (1979): Origin of Granite Batholiths.- Cheshire, 148pp
- Balducci, S. & Leoni, L. (1981): Sanidine megacrysts from Mte. Amiata trachytes and Roccastrada rhyolites.- *N. Jb. Miner. Abh.*, Stuttgart, 15-36
- Barberi, F., Borsi, S., Ferrara, G. & Innocenti, F. (1967): Contributo alla conoscenza vulcanologica e magmatologica delle Isole dell' Arcipelago Pontino.- *Mem. Soc. geol. ital.*, 6, Pisa, 581-606
- Barberi, F., Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., Marinelli, G. & Mazzuoli, R. (1971): A magmatic province of anatectic origin: the tuscan-latial province (Italy).- *Lavoro presentato al XV congresso U.G.G.I., Moskau*, 18-28
- Barberi, F., Innocenti, F., Ferrara, G., Keller, J. & Villari, L. (1974): Evolution of Eolian Arc volcanism, *Earth. Planet Sci. Lett.* 21, 269-276
- Barberi, F., Bizonard, H., Capaldi, G., Ferrara, G., Garparini, P., Innocenti, F., Joron, J.L., Lambert, B., Treuil, M. & Allegre, C. (1978): Age and nature of basalts from the tyrrhenian abyssal plain.- in Ryan, W.B.F. & Hsü, K.J.: *Deep Sea Drilling Project. Initial Reports* 42. Washington, 78-93
- Baron, M. (1983): Geologische Neuaufnahme des nördlichen Mittel- und Westelba und Untersuchungen der Einregelung von K-Großfeldspäten im Mte. Capanne Granit (Elba).- Unveröffentl. Diplomarbeit, L.-M.-Univ. München, 166pp

- Barton, M., Varekamp, J.C. & van Bergen, M.J. (1982): Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulsini, Latium: evidence of magma mixing.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, 361-388
- Bayer, P. (1980): Zur Geologie des Gebietes Montecatini V. C.- Orciatico - Miemo, Provinz Pisa (Toskana).- Unveröffentl. Diplomarbeit L.-M.-Univ. München, 129pp
- Bence, A.E. & Albee, A.L. (1968): Empirical correction factors of the electron microanalysis of silicates and oxides.- *J. Geol.* 76, 382-403
- Beswick, A.E. (1976): K and Rb relations in basalts and other mantle derived materials. Is phogopite the key?- *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Vol. 40, 1167-1183
- Berckhemer, H. & Hsü, K. (eds.) (1982): Alpine-Mediterranean Geodynamics.- *Geodynamics Series*, Vol. 7, AGU, Washington, 216pp
- Beutel, P. & Schubö, W. (1983): SPSS 9, Eine Beschreibung der Programmversionen 8 und 9.- Fischer, Stuttgart, 300pp
- Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., Ghezzi, C., Ginlani, O., Radicati di Brozolo & Rita, F. (1981): Geochronological study of the Mount Amiata lavas (Central Italy).- *Bull. Volcanol.*, 44(3), 455-465
- Boccaletti, M. & Guazzone, G. (1975): Plate Tectonics in the Mediterranean Region.- *Geology of Italy*, Tripoli, 143-164
- Boettcher, A.L. & Apter, M.J. (1977): In situ measurements of the distribution of Ce, Sm, and Tm between garnet/melt and amphibole/melt, utilising beta isotopes.- *Inst. conf. exp. trace elem. geochem*, Sedona Arizona, 111-135
- Borsi, G., Ferrara, G. & Tongiori, E. (1967): Determinazione con il metodo del K/Ar delle età delle rocce magmatiche della Toscana.- *Boll. Soc. Geol. It.* 86, 403-410
- Burri, C. (1948): Die petrologischen Provinzen Mittelitaliens.- *Schweizer minerl. petrogr. Mitt.*, 28, Zürich, 49-64
- Calcagnile, G. & Panza, G.F. (1979): Crustal and upper mantle structure beneath the Apennines region as inferred from study of Rayleigh waves.- *J. Geophys.* 45, 319-327
- Calcagnile, G., Panza, G.F. & Knopoff, L. (1979): Upper mantle structure of North-Central Italy from the dispersion of Rayleigh waves.- *Tectonophysics*, 56, 51-63
- Calcagnile, G. & Panza, G.F. (1980): The Lithosphere-Asthenosphere system in the Italian region.- In: *Evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas*. I.G.N., spec. publ. 201, Madrid, 225-230

- Caputo, M. & Postpischl, D. (1970): Carta della sismicità in Modello Strutturale d'Italia.- Consiglio Nazionale delle Ricerche
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J. & Verhoogen, J. (1974): Igneous petrology.- New York. McGraw Hill, 793pp
- Cawthorn, R.G., Strong, D.F. & Brown, P.A. (1976): Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas.- *Nature* Vol. 259, 102-104
- Chao, E.C. & Fleischer, M. (1960): Abundance of zirconium in igneous rocks.- *Geol. Congress Report of 21 Session. Norden. Part 1.*, 169-175, *Geochemical cycles* 106
- Civetta, L. & Cater, S.R. (1978): Genetic implications of the isotope and trace element variations in the eastern Sicilian volcanics.- *Earth Planet. Sci. Letters, Netherlands*, 36, 168-180
- Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. (1980): The interpretation of Igneous rocks. London. George Allen and Unwin, 450pp
- Currie, K.J. (1971) in Winkler, H.G.F. (1976): Petrogenesis of metamorphic Rocks.- Springer, Berlin, Heidelberg New York, 202-233
- Cutler, A., Karamata, R. (1967) in Wedepohl, K.J. (ed.) (1978): *Handbook of Geochemistry*, Berlin, Springer
- Daly, R.A. (1933): Igneous rocks and the depths of the earth.- McGraw-Hill, New York, 598pp
- Dietrich, V., Emmermann, R.; Puchelt, H. & Keller, J.: Oceanic basalts from the tyrrhenian basin, DSDP leg 42a, hole 373a.- in Ryan, W.B.F. & Hsü, K.J.: Deep Sea Drilling Project, Initial Reports 42, Washington, 515-530
- Dupuy, C. & Allegre, C.J. (1972): Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de rejuvenation crustale.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 437-458
- Elter, P., Giglia, G., Tongiorgi, M. & Trevisan, L. (1975): Tensional and compressional areas in the recent evolution of the Northern Apennines.- *Boll. Geof. Teor. Appl.* 65, 3-18
- Erlank, A.J. & Hofmeyer, P.K. (1966): K/Rb and K/Cs ratios in karroo dolerites from South Africa.- *J. Geophys. Res.* 71, 5439-5445
- Evernden, J.F. & Curtis, G.H. (1965): Potassium-argon dating of the Cenozoic rocks in East Africa and Italy.- *Current Anthropol.* 6; London, 343-362
- Ewart, A. & Stipp, B. (1968) in Wedepohl (1978): *Handbook of Geochemistry*, Bd II 4, Berlin-Heidelberg-New York, Springer
- Ewart, A., Taylor, S.R. & Capp, A.C. (1968): Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island,

- New Zealand.- Contr. Mineral. and Petrol. 18, 76-94
- Fahlquist, D.A. & Hersey, J.B. (1969): Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea.- Bull. Inst. Oceanogr. Monaco, 67, 52-78
- Faure, G. & Powell, J.L. (1972): Strontium Isotope Geology.- Springer Berlin, Heidelberg, New York, 188pp
- Ferrara, G., Hirt, B., Marinelli, G., & Tongiorgi, E. (1961): Primi risultati sulla determinazione con il metodo rubidio-stronzio dell'età di alcuni minerali dell'Isola d'Elba.- Boll. Soc. Geol. It., 80, 145-150
- Ferrara, G., Leoni, L., & Macera, P. (1976): La distribuzione di Zr, La e Ce nelle rocce magmatiche toscane.- Rend. Soc. It. Min. Petr., 32, 539-549
- Finetti, I., Morelli, C., Zarudski, E. (1970): Reflexion seismic study of the Tyrrhenian Sea.- Boll. Geofis. teor. appl., 12, 311-346
- Finetti, I. & Morelli, C. (1972): Geophysical exploration of the Mediterranean Sea.- Boll. Geofis. teor. appl. 15, 263-346
- Flanagan, F.J. (1973): 1972 values for international geochemical reference samples.- Geochim. Cosmochim. Acta 37, 1189-1195
- Franzini, M. (1964): Studio mineralogico e litologico dell'isola Capraia.- Atti Soc. Tosc. Sic. Nat. Ser. A 71, Pisa, 326-386
- Franzini, M., Leoni, L. & Orlandi, P. (1974): Mineralogical and geochemical study of K-feldspar megacrysts from Elba (Italy) granodiorite.- Atti Soc. Tosc. Sic. Nat. Mem., Serie A 81, Pisa, 356-378
- Gianini, E. & Lazzarotto, A. (1975): Tectonic evolution of the Northern Apennines.- in Squires, C.H. (ed.): Geology of Italy, 1, Tripolis, 237-287
- Gill, J. (1981): Orogenic Andesites and Plate Tectonics.- Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 390pp
- Glaude, L. (1962): Paleogeographie Dynamique de la Mediterranee et ses Bordures. Le role des phases plio-quaternaires.- in Oceanographie Geologique et Geophysique de la Mediterranee Occidentale, Colloques Internationaux C.N.R.S. Ville France, 125pp
- Grohmann, N. (1981): Die 2-Scale Zellularkonvektion Untersuchung über die Zusammenhänge zwischen Orogenese, Kontinentaldrift und Magmatismus.- Diss.-Univ. München, 379pp
- Görler, K. & Giese, P. (1978): Aspects of the evolution of the Calabrian arc.- in: Cloos, Roeder, Schmidt (eds.): Alps, Apennines, Hellenides, Schweizerbart, Stuttgart, 272-273
- Grötsch, S. (1985): Teil A: Bericht zur Kartierung des Gebietes um Torriella (Südtoskana), Teil B: Die Vulkanite der Toskana - eine

- vergleichende petrographische Gegenüberstellung.- unveröffentlichte Dipl.-Arbeit Univ.-München, 157pp
- Gunn,B.M. (1965):K/Rb and K/Ba ratios of Antarctic and New Zealand tholeiites and alkali basalts.- J. Geophys. Res. 70, 6241-6247
- Hahn-Weinheimer,P., Hirner,A. & Weber-Diefenbach,K.(1984): Grundlagen und praktische Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).- Viehweg, Wiesbaden, 253pp
- Hänel,E. (1980): Atlas of subsurface temperatures in the European Community. Edited by the Comission of the European Communités, Schäfer, Hannover
- Hart,S.R. & Nalwork,R. (1970):K/Rb ratios in submarine basalts from Puerto Rico trench, Geochim. Cosmochim. Acta 34, 145-155
- Hatherton,T. & Dickinson,W.R. (1969): The Relationship between Andesitic Volcanism and Seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other Island Arcs.- J. Geophys. Res., 74. 5301-5310
- Hawkersworth,C.J. & Vollmer,R. (1979): Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics.- Contrib. Mineral. Petrol., 69, 151-165
- Hedge,J. (1966) in Wedepohl;K.J. (ed.) (1978): Handbook of Geochemistry, Berlin, Springer
- Hensen,B.J. & Green, P., (1970) in Winkler,H.G.F. (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Springer, New York Heidelberg Berlin, 202-233
- Hibbard,M.J. (1979): Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems, Geol. Soc. America Bull. Part 1, 1047-1062
- Holm,P.M. & Munksgaard,N.C. (1982): Evidence for mantle metasomatism: an oxygen and strontium isotope study of the Vulsinian District, central Italy. Earth Planet. Sci. Lett., 60, 376-388
- Holm,P.M., Lou,S. & Nielsen,A. (1982): The geochemistry and petrogenesis of the lavas of the Vulsinian district, Roman, Province, central Italy.- Contib. Mineral. Petrol. 80, 367-378
- Holm,P.M. (1982): Non-Recognition of Continental Tholeiites Using the Ti-Y-Zr Diagram, Contrib. Mineral. Petrol, 79, 308-310
- Horn,H. (1983): Geologische Neuaufnahme des südlichen Mittel- und Westelba und geochemische Untersuchungen am Mte. Capanne Granit und Mittelalbaporphyr.- Unveröffentl. Diplomarbeit L.-M.-Univ. München, 138pp
- Horvath,F. & Berckhemer, H. (1982): Mediterranean Back Arc Basins.- in Berckhemer, H. & Hsü,K.: Alpine Mediterranean Geodynamics, Washington

D.C., 141-173

- Hsü, K.J. et al. (1978): History of the mediterranean Salinity crisis.- in: Hsü, K.J., Montadert, et al. (eds.) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 42, Part 1, Washington, 1063-1078
- Hsü, K.J. (1982): Alpine Mediterranean Geodynamics: Past, Present and Future.- in Berckhemer, H. and Hsü, K.: Alpine Mediterranean Geodynamics, Washington D.C., 7-15
- Hull, C.H. & Nie, N.H. (1980): SPSS Update 7-9 New procedures and facilities for release 7-9. - Mc. Graw Hill, New York, 420pp, 1980
- Hureley, P.M. (1968): Absolute abundance and distribution of Rb, K, and Sr in the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 273-283
- Innocenti, F. (1967): Studio chimico-petrografico delle vulcaniti di Radicofani.- *Ran. Soc. mineral. ital.*, 23, Milano, 99-128
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-540
- Johannes, W. (1984): Metastable melting in granite and related systems.- in Atherton, M.P. & Gribble, C.D. (eds.): *Migmatites, melting and metamorphism*.- Shiva, Cheshire, 27-37
- Klemm, D.D., Snethlage, R., Dehm, R.M., Henckel, J. & Schmidt-Thome, R. (1980): The Formation of Chromit and Titanomagnetit Deposits within the Bushveld Complex.- in: Amstutz (Ed.) *Ore Genesis*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 351-370
- Klemm, D.D., Weber-Diefenbach, K., Wagner, J., Dehm, R. & Müller, C (1982): Geochemische geostatistische Antimonprospektion in der südlichen Toskana, Italien.- EG- Abschlußbericht Nr. 109-79-9 MPPD Bd. 1-5, 1231pp
- Kligfield, R. (1979): The Northern Apennines as a collisional orogen.- *American Journal of Science* 279, 676-691
- Kolbe, P. & Taylor, S.R. (1966): Major and trace element relationships in granitoides and granits from Australia and South Africa.- *Contr. Minerl. and Petrol.* 12, 202-218
- Kreuzer, H., Mohr, M. & Wendt, I. (1978): Potassium-Argon age determination of basalt samples from leg 42a, hole 373a, core 7.- in Ryan, W.D.S. & Hsü, K.J.: *Deep Sea Drilling Project, Initial Reports*, Washington
- Küffner, H. & Wittenberg, P. (1983): *Datenanalysessysteme für statistische Auswertungen*.- Fischer, Stuttgart, 180pp
- Kuno, H. (1957): Differentiation of Hawaiian magmas.- *Jap. Journ. Geol. Geogr. Trans.*, titles and abstracts, XXVIII (4), 179-218

- (1968): Differentiation of basalt magmas.- in Hess,J. & Poldervaart,R.: Basalts, 2, John Wiley and Sons, New York, 623-688
- Kushiro,I. & Yoder,H.S. (1972): Yb. Carnegie Inst. Wash.71, 411-423
- Le Maitre,R.W. (1976): The chemical variability of some common igneous rocks.- J. Petrol., 17, 589-637
- Letz,H., Reichert,C., Wigger,P., & Giese,P. (1978): Seismic refraction measurements in the Ligurian Sea and the Northern Apennines.- in: Alps, Apennines, Hellenides.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 215-225
- Loddo,M., & Mongelli,F. (1974): On the relation of heat flow to elevation in Western Mediterranean.- Riv. Ital. Geofis., 23, 145-148
- Marinelli, G. (1955): Le rocce porfiriche dell'Isola d' Elba.- Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. 62, 269-418
- (1959): Le intrusioni terziarie dell'Isola d' Elba.- Memorie Soc. Tosc. Sic. nat., 66, Pisa, 50-253
- (1961): Genesi et classificazione delle vulcani recenti toscane.- Atti Soc. Tosc. Sic. nat., 68, 1-74
- (1967): Genese des magmas du volcanisme plioquaternaire des Apennines.- Geol. Rundschau., 57, 1, Stuttgart, 127-141
- (1975): Magma evolution in Italy.- Geology of Italy, 1, Tripoli, 165-219
- Marinelli,G. & Mittempergher,M. (1966): On the genesis of some magmas of typical Mediterranean (Potassic) suite.- Bull. Volcanol. 29, 113-140
- Mattias,P.P. & Ventriglia,U. (1970) La regione vulcanica dei Mti. Sabatini e Cimini.- Mem. Soc. Geol. Ital. 9, 331-384
- Mazzuoli,R. (1967): Le vulcaniti di Roccastrada.- Atti, Soc, Tosc. Sic. Nat. 74, Pisa, 315-373
- Mazzuoli,R. & Pratesi,M. (1963): Rilevamento e studio chimico-petrografico delle rocce vulcaniche del Mte. Amiata.- Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. serie A, 70, Pisa, 355-429
- McDougall,J., Compston,W. (1965): Strontium isotope composition and potassium-rubidium ratios in some rocks from Reunion and Rodriguez, Indian Ocean.- Nature, 207, 252-253
- Mehnert,K.R. & Büsch,W. (1981): The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation.- N. Jb. Miner. Abh., 140, Stuttgart, 221-252
- Micheluccini,R., Puxeddu,M. & Toro,B. (1967): Rilevamento e studio chimico-petrografico e geologico.- Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. 74, 315-373

- Mielke, P. & Winkler, H.G.F. (1979): Eine bessere Beschreibung der Meso-Norm für granitische Gesteine.- N. Jb. Miner. Mh. 10, 471-480
- Mittemperergher, M. & Tedesco, C. (1963): Some observations on the ignimbrites, lava domes and lava flows of Mte. Cimino (central Italy).- Bull. Volcanol. 25, 343-358
- Miyashiro, A. (1978): Nature of Volcanic Rock Series.- Contrib. Mineral. Petrol. 66, 91-104
- Miyashiro, A. & Shido, F. (1975): Tholeiitic and calcalkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel.- Am. J. Sci., 275, 265-277
- Morelli, C. (1975): Geophysics of the Mediterranean, Newslett. CIESM, Monaco, Spec. Iss. 7, 27-111
- Morelli, C., Carrozzo, M.T., Ceccherini, P., Finetti, I., Gantar, C., Pisani, M. & Schmidt di Friedberg, P. (1969): Regional, Geophysical Study of the Adriatic Sea in Bolletino di geofisica teorica et applicata.- Trieste, 3-57
- Morse, S.A. (1970) in Winkler, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic rocks, Springer, New York, Heidelberg, Berlin, 283-339
- Müller, C. (1986): Zur Geologie und Geochemie potentieller Muttergesteine der jungen epigenetischen Sb-Mineralisationen in der Südtoskana (Italien).- Diss.-Univ. München, 271pp
- Neumann, N. (1980): Geologische und geochemische Bildungsparameter der Hg/Sb-Lagerstätten der Südtoskana.- Unveröff. Diss.-Univ. München, 177pp
- Niccoletti, M. (1969): Datazioni argon-potassio di alcune vulcaniti delle Regioni Cimina a Vacana.- Period. Minerl., Rome 38, 19-53
- Nie, N.H., Hull, C.H., Jenkins, J.G., Steinbrunner, K. & Bent, D.H. (1975): SPSS. Statistical Package for the sciences.- 2.Aufl. Mac Graw Hill, New York, 675pp
- Niggli, P. (1920): Lehrbuch der Mineralogie.- 1. Aufl., XII, Berlin, (Mediterrane Provinzen) 238pp
- Ninkovich, D & Hays, J.D. (1972): Mediterranean island arcs and origin of the high potassium volcanoes.- Earth Planet. Sci. Lett. 22, 133-140
- Nockolds, S.R. (1954): The geochemistry of some igneous rock series.- Part II, Geochim. Cosmochim. Acta 5, 245-285
- Nockolds, S.R., Knox, R.W. & Chinner, G.A. (1979): Petrology for Students.- Cambridge University Press, Cambridge, 435pp
- Oversby, V.M. & Ewart, A. (1972): Lead isotopic compositions of Tonga-Kermadec volcanics and their petrogenic significance.- Contr.

Mineral. Petrol. 37, 181-197

Panza, G.F., Müller, S. & Calcagnile, G. (1979): The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in the European Mediterranean area.- EOS, 60, 1209-1213

Panza, G.F., Calcagnile, G., Scandone, P. & Müller, S. (1982): Die geologische Tiefenstruktur des Mittelmeerraumes. Spektrum der Wissenschaft (Jan. '82), 18-28

Pattison, D. & Harte, B. (1985): petrogenetic grid for pelits in the Ballachulish and other Scottish thermal aureoles.- J. geol. Soc. London Vol. 142, Part 1, 37-57

Paul, D.K., Potts, P.J., Gibson, I.L. & Harris, P.G. (1975): Rare earth abundances in Indian kimberlite. Earth Planet. Sci. Lett. 25, 151-158

Pearce, J.A. & Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- , Earth Planet. Sci. Lett. 19, 290-300

Pearce, J.A. & Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks.- Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33-47

Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976): Rare earth elements in East Carpathian volcanic rocks.- Earth Planet. Sci. Lett., 32, 121-126

Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area.- Northern Turkey, Contr. Mineral. Petrol. 68, 63-81

Petrakakis & U., Dietrich, K. (1984): Fortran-Programm zur Berechnung von Mineralformeln.- Wien

Pichler, H. (1963): Zur Problematik der Ignimbrit-Diagnose.- N. Jahrb. Paläontol. Abh. 118, Stuttgart, 281-290

Pichler, H. (1970): Italienische Vulkangebiete I.- Sammlung Geologischer Führer, 52, Berlin, Stuttgart, 248pp

Pitcher, W.S. (1979) in Atherton, W., Tarney, J.: Origin of Granite Batholiths, Cheshire, 148pp

Pitcher, W.S. (1982): Granite type and tectonic Environment.- in Hsü, K.J. (ed.): Mountain building processes.- Academic Press, 19-40

Poli, G. (1982): Unveröffentlichte Daten

Poli, G., Frey, F.A., & Ferrara, G. (1984): Geochemical characteristics of the South Tuscany (Italy) volcanic province: constraints on the lava petrogenesis.- Chem. Geol., 43, 202-221

Pupin, J.P. (1980): Zircon and Granite Petrology.- , Contr. Mineral. Petrol. 73, 207-220

- Puxxeddu, M. (1972): Studio chimico-petrografico delle vulcaniti del Mte. Cimino (Viterbo).- Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Ser. A, 78, Pisa, 74-121
- Reutter, K.J., Günther, K. & Groscurth, J. (1978): An Approach of the Corsica-Northern Apennines, Double Orogene.- in Cloos, Roeder, Schmidt (eds.): Alps, Apennines, Hellenides, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 299-311
- Reutter, K.J., Giese, P. & Cloos, H. (1980): Lithospheric split in the descending plate: Observations from the Northern Apennines.- Tectonophysics, 64
- Ringwood, A.E. (1975): Composition and petrology of the earth's mantle.- Mc Graw Hill, New York, 604pp
- Rittmann, A. (1958): Cenni sulle colate di ignimbriti.- Boll. Accad. Gionenia. Sci. nat. Ser. IV, 4, Catania, 524-533
- (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit.- Enke, Stuttgart, 336 pp
- (1963): Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritausbrüche.- Geol. Rundschau, 52, Stuttgart, 853-861
- Rodolico, F. (1938): Ricerche sulle rocce eruttive recenti della Toscana. V. Le rocce dell'isola Capraia, VI. Le rocce de Roccastrada.- Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. 47, 163-218
- Sabatini, V. (1912): I vulcani dell'Italia centrale ed i loro prodotti, 2. Vulcani Cimini.- Ser. Geol. Ital. Mem. Descrittive Carta Geol. Ital. 15, 13-58
- Saupe, F., Marignac, C., Moine, B. & Sonet, J. (1982): Datation par les methodes K/Ar et Rb/Sr de quelques roches de la partie orientale de l'île Elbe (province de Livorne, Italie).- Bull. Mineral. 105, 236-245
- Savelli, C. & Lipparini, E. (1978): K/Ar age determinations on basalt rocks from hole 373a.- in Ryan, W.D.S. & Hsü, K.J. (eds.): Deep Sea Drilling Project, Initial Reports 42.- Washington, 537-538
- Schiaffino, L. (1963): I costituenti cristallini delle masse di fondo nelle ignimbriti della Toscana.- Bull. volcanol., 14, Neapel, 243-251
- Schroll, E. (1975): Analytische Geochemie in zwei Bänden, Grundlagen und Anwendungen, Band 2, Enke Verlag, 374pp
- Seck, H.A. (1971) in Winkler, H.G.F. (1975): Petrogenesis of metamorphic rocks, 283-339, Springer, New York, Heidelberg, Berlin, 283-339
- Segre, A.G. (1958): Neue geologische und morphologische Untersuchungen im tyrrhenischen Gebiet.- Geol. Rundschau, 47, Stuttgart, 196-207
- Selli, R., Lucchini, F., Rossi, P.L., Savelli, C. & M. del Monte (1979): Geology and petrochemistry of the central Tyrrhenian volcanoes.-

- Rapp. et proces-verbaux des Reunions CIEsm, 25/26, 61-62
- Stosch, H.G. & Seck, H.A. (1980): Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany.- *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 44, 457-470
- Schütte, K.G. (1978): Crustal structure of Southern Italy.- in Cloos, Roeder, Schmidt (eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*.- Schweizerbart, Stuttgart, 620pp
- Streckeisen, A.L. (1976): To each plutonic rock its proper name.- *Earth Sci. Rev.*, 12, Elsevier, Amsterdam, 1-33
- (1980): Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, *Lamporphyres, Carbonatites and Melilitic Rocks* - IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks.- *Geol. Rundschau* 69/1, Stuttgart, 194-207
- Taylor, H.P. & Turi, B. (1976): High-O igneous rocks from the Tuscan magmatic province, Italy.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 33-54
- Taylor, S.R. & White, A.J.R. (1966): Trace element abundances in andesites. *Bull. Volcanol.* 29, 471-483
- Thayer, T.P. (1969): Chromite segregations as petrogenetic indicators.- in: Visser, D.J.L., Grunewaldt, von G. (ed.): *Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other layered Intrusions*.- *Geol. Soc. S.Afr. Spec. Publ.* 1, 380pp
- Thornton, C.P. & Tuttle, O.F. (1960): Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index.- *Am. J. Sci.*, 258, 664-684
- Tröger, W. (1969): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Bd. II, Stuttgart, 188pp
- Ui, T. & Aramaki, S. (1978): Relationship between chemical composition of Japanese island-arc volcanic rocks and gravimetric data.- in Uyeda, S.: *Active Plate Boundaries of the Western Pacific*. *Tectonophysics*, 45, 249-259
- Van Bergen, M.J. (1983): Polyphase metamorphic sedimentary xenoliths from Mte. Amiata volcanics (Central Italy); evidence for a partially disrupted contact aureole.- *Geolog. Rundschau*, 72, 2, Stuttgart, 637-662
- Van Bergen, J.M., Ghezzo, C. & Ricci, C.A. (1983): Minette inclusions in the rhyodacitic lavas from Mte. Amiata (central Italy): mineralogical and chemical evidence of mixing between Tuscan and Roman type magmas.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19, 1-35
- Van Bergen, M.J. & Barton, M. (1984): Complex interaction of aluminous metasedimentary xenoliths and silicious magma; an example from Mte.

- Amiata.- Contrib. Mineral. Petrol. 86, 374-385
- Van Bergen, M.J. (1985): Common trace-element characteristics of crustal- and mantle-derived K-rich magmas at Mte. Amiata.- Chem. Geol. 48, 125-135
- Vollmer, R. (1976): Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy.- Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 283-295
- Von Platen (1965): Experimental anatexis and genesis of migmatites.- in Pitcher, E.W. & Flinn, G.W. (eds.): Controls of Metamorphism.- Edinburgh & London, 203-218
- Wagner, J. (1980): Die Eisen- und Kupferlagerstätten der Toskana in ihrem geologischen Rahmen.- Diss.- Univ. München, 90pp
- Washington, H.S. (1906): The Roman Comagmatic Region.- Publ. Carnegie Inst. Washington, No. 57
- Wedepohl, K.H. (1978): Handbook of Geochemistry, Bd II 1-5.- Berlin, Springer
- Wigger, P.J. (1984): Die Krustenstruktur des Nordapennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berücksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana.- Berl. Geow. Abhdl., Berlin, 87pp
- Winkler, H.G.F. (1976): Petrogenesis of metamorphic rocks.- 4th ed., Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 334pp
- Winkler, H.G.F., Böse, M. & Marcopoulus, T. (1975): Neues jahrb. Mineral. Monatshefte, 245-268
- Winkler, H.G.F. & Breitbart, K. (1978): New aspects of granitic magmas, N. Jb. Mineral. Mh., 463-480
- Winkler, H.G.F. & von Platen (1958) in Winkler, H.G.F. (1976): Petrogenesis of metamorphic rocks.- 4th ed., Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 334pp
- Wishart, D. (1975): Clustan 1c.- Computer Center University College, London
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1974): Two contrasting granite types, Pacific Geology 8, 173-174
- Wyllie, P.J. (1984): Experimental studies on biotite- and muscovite-granites and some crustal magmatic sources.- in Atherton, M.P. & Gribble, C.D.: Migmatites, melting and metamorphism.- Shiva, Cheshire, 12-27
- Wyllie, P.J. (1984): Experimental and thermal constraints on the deep-seated parentage of some granitoid magmas in subduction zones.- in Atherton, M.P. & Gribble, C.D.: Migmatites, melting and metamorphism.- Shiva, Cheshire, 37-54

Lebenslauf

Name: Baron, Matthias

Geburtstag: 9.11.1955

Geburtsort: Salzgitter

Eltern: Georg Baron, Dipl.-Ing.
Hanne-Lore Baron, Hausfrau

Staatsangehörigkeit: Deutsch

Familienstand: Verheiratet seit 14.12.1981
zwei Kinder

Schulbildung: 1962 - 1964 Volksschule Salzgitter-Reppner
1964 - 1966 Volksschule Groß-Ilse
1966 - 1974 Gymnasium Ilse
1974 Abitur

Wehrdienst: 1974 - 1976 Fliegerhorst Wunstorf

Berufsausbildung: 1976 - 1983 Geologiestudium,
Ludwig-Maximilians-
Universität, München
1981 - 1983 Diplomarbeit
bei Prof. Dr. K. Schmidt
am Mte. Capanne Granodiorit
(Elba, Italien)
seit 1983 Promotion

Berufsarbeit: 1984 - 1986 Wiss. Mitarbeiter am Institut für
Allgemeine und Angewandte
Geologie, München
1986 freier Mitarbeiter bei der
Gesellschaft für Angewandte
Ferneerkundung (GAF)

